

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

(U.E.R. S.T.M.C.M.)

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ÈS - SCIENCES NATURELLES

par

Francis SAUPÉ

Ingénieur Géologue E.N.S.G.; M.S. (Min.E.)

La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)

Soutenue publiquement le 7 mai 1973 devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. M. ROUBAULT *Membre de l'Institut* **Président**

A. BERNARD **Rapporteur**

H. de La ROCHE et G. ROCCI **Examineurs**

G.C. AMSTUTZ et J. FABRIÈS **Invités**



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555024_0010

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE NANCY I

(U.E.R. S.T.M.C.M.)

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR ÈS - SCIENCES NATURELLES

par

Francis SAUPÉ

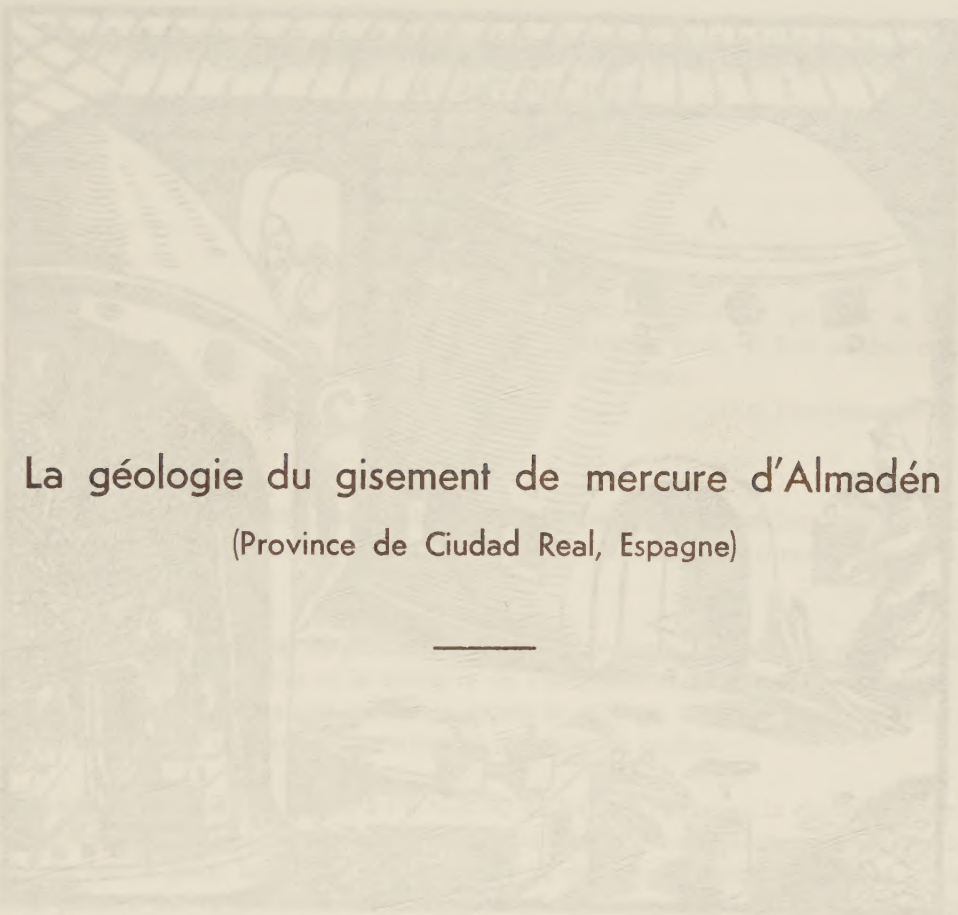
Ingénieur Géologue E.N.S.G.; M.S. (Min.E.)

La géologie du gisement de mercure d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)

Soutenue publiquement le 7 mai 1973 devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. M. ROUBAULT	<i>Membre de l'Institut</i>	Président
A. BERNARD		Rapporteur
H. de La ROCHE et G. ROCCI		Examineurs
G. C. AMSTUTZ et J. FABRIÈS		Invités



La géologie du gisement de mercure d'Almadén

(Province de Ciudad Real, Espagne)



Figure 1 - Métallurgie du mercure au XVI^e siècle : fours à réverbère.
 (Troisième méthode de distillation d'après G. Agricola,
 "De re metallica", livre IX, 1556).
 Reproduction tirée de la traduction de H. Hoover, 1950,
 Dover Publications, New-York, p. 430.

AVANT-PROPOS

"En hvatki es missagt es i froedum pessum,
pa es skylt at hafa pat heldr es sanuara reyniak."
(Mais à tout ce qui peut se trouver d'inexact
dans ce livre, il faut préférer ce qui sera révélé
plus juste)

(Ari Thorgilsson, d'après Samivel)

Le présent travail a été présenté comme mémoire de thèse (*) devant un Jury composé des Professeurs M. Roubault (Président), A. Bernard (Rapporteur), H. de La Roche et G. Rocci (Examineurs), G.C. Amstutz et J. Fabriès (Invités).

C'est à deux hommes que je dois un précoce appel vers la géologie. Au cours de nombreuses randonnées, mon père sut me communiquer le goût de la nature et de l'observation, et le R. P. H. Derville, Assistant de Minéralogie à Strasbourg, me donna mes premières leçons de géologie au cours de sorties et de longs après-midi de jeudis passés dans son laboratoire, du temps où j'étais jeune lycéen.

Ensuite, quand je terminai mes études à l'E.N.S.G. de Nancy, j'avais eu la chance d'avoir été formé à une géologie moderne et dynamique par une remarquable équipe d'enseignants, animés par le Doyen M. Roubault, qui m'a fait le grand honneur de présider le Jury, malgré ses multiples charges. C'est avec reconnaissance que je pense à lui, à ses leçons de jeunesse et d'ardeur, comme à MM. Bernard, Clin, Coppens, Delattre, Fabriès, Hilly, Millot, Perriaux, Sadran, ainsi que MM. Bolfa et Kern de l'Institut de Minéralogie. Puis à Rolla (Missouri) où j'avais été nommé Graduate Assistant à l'Ecole des Mines, j'ai été l'élève des Professeurs C. Christensen, P. Proctor et surtout G.C. Amstutz, dont la rencontre fut déterminante pour moi et aboutit à une solide amitié.

M. H. de La Roche détermina enfin ma carrière en me proposant un poste au C.R.P.G. pour étudier la géochimie des formations sédimentaires. Au cours de nombreuses discussions, il sut me faire bénéficier de son expérience dans son domaine de prédilection, la géochimie fondamentale. Un travail sur le milieu épicontinental (Lotharingien) allait être suivi par un autre sur des formations paléozoïques, d'affiliation plus incertaine, explorées à la fois du point de vue métallogénique (le mercure d'Almadén) et géochimique (les formations sédimentaires). Le présent mémoire concerne le support régional commun et les minéralisations en mercure.

(*) Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles (N° d'enregistrement au C.N.R.S. : A.O. 5328 - Université Nancy I : U.E.R. Sciences de la Terre, Chimie et Métallurgie).

Dès lors je commençai des recherches de Métallogénie sous la direction du Professeur A. Bernard et je tiens à le remercier ici de ce grand libéralisme scientifique qui le caractérise. Bien des activités nous ont permis de collaborer pendant ce temps. C'est à M. Bernard, comme à M. Amstutz, que je dois ma formation de métallogéniste, c'est-à-dire la volonté de considérer le gisement comme partie d'un tout géologique et de chercher ses relations avec l'environnement aux différentes échelles d'observation.

Le Professeur G. Rocci m'invita à me joindre à son groupe de travail dynamique et j'ai beaucoup profité des discussions avec les camarades de cette équipe. C'est avec plaisir aussi, que j'ai vu mon Ancien, le Professeur J. Fabriès, accepter de participer à mon Jury. A ces deux hommes, je dois beaucoup de ce qui est dit sur la pétrographie.

Enfin je ne saurais oublier tous les collègues et enseignants, souvent rencontrés au gré du hasard, qui, par un mot ou discussion, ont enrichi ce travail. Je pense tout particulièrement au Professeur A. Maucher, qui, le premier, m'encouragea à étudier Almadén, au Professeur G. Friedrich, qui me guida cordialement dans le choix de la méthode de dosage du mercure, et enfin au Professeur F. Leutwein dont les connaissances encyclopédiques ont constitué pour moi une inépuisable source de renseignements. Les invitations qui me furent faites de présenter ces travaux à l'étranger par les Professeurs E. Neef (Dresden), P. Evrard (Liège) et D. Schachner-Korn (Aachen), m'ont permis d'affronter des critiques constructives.

Si ce mémoire ne porte qu'une signature, cela ne veut pas dire, loin de là, qu'il soit sorti en bloc, tel Minerve, d'une seule tête. Beaucoup de services ont été sollicités et maintes discussions de couloir ont été utiles. Les services analytiques du C.R.P.G. ont été mis à contribution : à MM. Govindaraju, Chef de la Section de Spectrographie et Vernet, Chef de la Section de Chimie, je suis redevable de quelques centaines d'analyses. M. Hermann a exécuté un certain nombre de spectrographies de traces et surtout a mis au point, sous ma lointaine direction, la technique de dosage de traces et d'infratraces de mercure. M. Mévelle aidé de M. Chouard avait au préalable mis au point deux techniques de dosage de mercure (chromatographie et absorption atomique sur poudre directement introduite dans la flamme) qui ont été remplacées par l'absorption atomique sur phase vapeur.

Des travaux très variés ont été réalisés par M. Lhote, Chef de la Section de Rayons X, diffractogrammes et études de texture entre autres. Des datations réalisées sous la direction de MM. Leutwein et Sonet ont éclairci certains problèmes et ont donné lieu à des publications séparées. Mon ignorance des choses de l'ordinateur m'a fait découvrir la cordiale collaboration de MM. Isnard et Mallet à la porte desquels on ne frappe que pour solliciter. Le premier a bien voulu effectuer tous les calculs pétrographiques et statistiques de ce mémoire, et le second s'est chargé des cartographies automatiques utilisées dans le chapitre III. Au cours de mes recherches, j'ai eu des discussions enrichissantes avec mes camarades : Arnold, Champetier, Even, Guillou, Haguenauer, Juteau, Lagny, Le Fort, Lelong, Leterrier, Leymarie, Macaudière, Moine, Poty, Stussi, Touret et Weisbrod.

Les débuts de cette étude ont été rendus difficiles par les nécessités de secret le plus absolu qui entoure la plupart des mines de mercure et auquel n'a pas échappé Almadén. Le Président du Conseil d'Administration, M. de Toledo Freire, voulut bien se laisser convaincre au cours de longs et nombreux entretiens de l'intérêt de l'étude qu'il autorisa peu à peu ; M. I. Pinedo Vara, Vice-Président, sut me prodiguer les encouragements nécessaires. Qu'il me soit permis de les en remercier ici. M. Martin Gallego, Directeur de la Mine, témoigna de l'intérêt pour mes travaux et m'aida de son mieux, ainsi que D. Jesus Carrion, aumônier de la mine. La population d'Almadén m'accueillit dans les meilleures traditions de l'hospitalité espagnole et je l'en remercierai par le truchement de mes amis F. Ramirez Moyano et F. Cano Garcia. Que ces derniers sachent seulement que leur amitié m'a été précieuse. Entre E. Bouyx, H. Puschmann et moi-même, une solide camaraderie se forma sur le terrain, qui s'accompagna d'une collaboration fructueuse et désintéressée. Des liens particulièrement affectueux se nouèrent avec J. Pérez Perez, Contrôleur financier.

Des relations de confiance s'instaurèrent récemment grâce à l'actuel Conseil d'Administration et j'en exprime ma reconnaissance à son Président, M. A. Santos Blanco, ainsi qu'à MM. J. M. Oliveros, Directeur Technique Central et J. Pérez Perez. A Almadén même, une collaboration amicale s'instaura dès lors, en par-

ticulier avec M. J. M. Gallego Málaga, Directeur de la Mine et MM. J. M. Cabal Garcia et F. Gozalo Vaquero, Géologues.

Des relations de sympathie se nouèrent avec plusieurs ingénieurs de l'I. G. M. E. , dont le Directeur M. A. Almela Samper avait bien voulu se déplacer jusqu'à Nancy. Je pense en particulier à MM. Quintero Amador, et Febrel Molinero. Des liens amicaux s'établirent avec de nombreux universitaires espagnols et en ne citant que les Professeurs Fontboté, Julivert et Martinez Alvarez, je me montre ingrat. Une dette particulière me lie à M. Ruiz Lopez, Chef du Service de Gravimétrie de l'Instituto Geográfico y Catastral de España. Avec une générosité bien rare, il me confia les résultats d'une campagne de mesures bien avant qu'ils ne fussent publiés.

La réalisation matérielle du mémoire doit tout aux Services du C. R. P. G. dirigés par MM. P. Bristiel et B. Bonvalot. Mme M. Sarre s'est chargée des travaux de secrétariat scientifique et à Mme M. Chrétien est incombée la fastidieuse tâche de la dactylographie finale du manuscrit alors que celle du projet était due à Mme M. Schwartz. M. G. Dreux a dessiné les planches du manuscrit et M. A. Legros les figures. Les photos sont dues à M. A. Bauer et M. G. Chrétien a réalisé l'impression du mémoire mis en pages par Mme G. Protas. Enfin, je ne saurais assez remercier la petite équipe constituée par MM. G. Guyetand, B. Jacquier, G. L'homel et F. Tomaszewski qui construisit une partie de la chafne mercurométrie du C. R. P. G. et permit une économie de 90% du prix d'achat tout en améliorant les performances.

La première remarque à propos de cette thèse est désabusée : étudier en solitaire un sujet aussi vaste que celui de la minéralisation mercurifère d'Almadén ne peut aboutir qu'à une dispersion et un manque de rigueur peu souhaitables. Vouloir l'aborder dans un esprit moderne, en dégagant les liens qui relient le gisement à son environnement géologique, ne peut qu'accentuer ces défauts par l'ampleur même qu'il donne à l'objet de l'étude.

Bien des spécialistes resteront sur leur faim parce que ce sujet n'aura pas été abordé par une équipe pluridisciplinaire. Si le présent mémoire constitue un progrès, bien facile certes, face au vide qui l'a précédé, il reste en deçà de monographies de gisements résultant d'un travail collectif.

Cela n'empêche pas de dire à tous ceux qui m'ont aidé : merci !

L'impression de ce mémoire a été facilitée par une subvention du Conseil des Mines d'Almadén.

C'est en tant qu'Attaché de Recherches au Centre National de la Recherche Scientifique et dans le cadre du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques que l'auteur a réalisé ce travail.

RÉSUMÉS

Le but du présent travail est d'accroître les connaissances sur ce gisement de mercure, en dégagant ses liens avec l'environnement géologique régional et en l'étudiant aux principales échelles avec les techniques actuelles.

Almadén est située dans la partie méridionale de la Meseta ibérique, entre la Sierra Morena au Sud et les Montes de Toledo au Nord. La succession sédimentaire est formée de deux séries, séparées par la discordance sarde (plus exactement ibérique) et recouvertes par des dépôts néogènes et récents. La première série, anté-ordo-vicienne (Précambrien supérieur), est constituée de 6000 à 7000 m de grauweekes et de schistes azoïques avec de rares intercalations de poudingues et de calcaires. La deuxième série, de faciès épicontinental, s'étend de l'Arenig au Viséen, avec une interruption au Dévonien moyen. Son épaisseur cumulée est de l'ordre de 4000 m. Elle débute par le puissant Quartzite armoricain et se poursuit par des argilites, des alternances schisto-gréseuses et trois autres récurrences de quartzite, dont celle formée au Llandovery constitue la roche hôte de la minéralisation en cinabre (Quartzite du criadero = quartzite du gisement). Quelques minces niveaux carbonatés sont intercalés dans ces formations détritiques, un à l'Ashgill et d'autres dans le Dévonien inférieur.

Un important volcanisme basique interstratifié, d'affiliation probablement tholéitique, s'est manifesté à trois reprises (Llandeilo, Llandovery-Wenlock et Dévonien moyen). Il est caractérisé par une faible différenciation magmatique, donnant une fraction initiale basaltique et une fraction résiduelle doléritique, qui par la suite a évolué en direction des andésites quartziques. En revanche, il a été le siège de phénomènes deutériques, généralisés et très intenses, résultant de l'abondance des fluides (H_2O et CO_2). Ils provoquent une énergique différenciation deutérique des magmas basaltiques, engendrant des roches alternativement riches en albite, en chlorite et en carbonates ; ces minéraux traduisent l'installation d'une paragenèse de basse température (albite B.T., chlorite et carbonates : oxydes de Fe, talc, séricite et épidote), soit par cristallisation directe, soit par remplacement de minéraux de haute température (olivine, pyroxène et plagioclases intermédiaires) cristallisés précocement, avant cette phase deutérique. Des explosions sous-marines ont donné des tufs pyroclastiques, qui, avec les basaltes vacuolaires, témoignent de profondeurs d'eau relativement faibles, réalisées au moins momentanément.

Le métamorphisme régional du Paléozoïque n'a pas dépassé l'anchizone.

Cet ensemble a subi à l'époque hercynienne plusieurs déformations. La première a donné des plis concentriques très allongés (armoricano-types). La seconde a provoqué des écaillages des niveaux quartzitiques et a déformé les axes tectoniques (en donnant des culminations et plongements axiaux) et les plis. La dernière correspond à des cisaillements régionaux. Deux stocks de granodiorites d'anatexie profonde, partiellement à cordiérite ou à hypersthène, ont recoupé cet ensemble volcano-sédimentaire à $302 \text{ MA} \pm 10$, alors que plus au Sud s'est mis en place le batholite de Los Pedroches. Les failles ont ensuite servi de canaux d'ascension à des

dolérites, des rhyolites à enclaves enallogènes très acides et des roches provisoirement considérées comme lamprophyres. Là s'achève l'essentiel de l'histoire géologique.

Le milieu géotectonique correspond à un craton submergé ("Tiefkraton" de la terminologie de Stille) : un socle stable, recouvert d'une sédimentation détritique de grande continuité latérale, qui se fracture périodiquement et permet ainsi l'ascension de laves basiques. La grande épaisseur des sédiments a empêché le développement du métamorphisme.

Le gisement de mercure d'Almadén, cinq mines satellites, épuisées et aujourd'hui inaccessibles, ainsi qu'un certain nombre d'indices sont situés dans le Quartzite du criadero (Llandovery inférieur et/ou moyen) qui est la seule formation porteuse de minéralisations économiques. Le contrôle stratigraphique est donc très net. Cette formation est constituée par deux niveaux de quartzites encadrés et séparés par des argilites. Le dépôt du matériel de ces quartzites a précédé de peu le début du volcanisme basique puissant du Silurien inférieur, qui s'est manifesté par une coulée au mur du gisement et quelques passées interstratifiées dans le quartzite. Il participe à une série d'alternances volcano-sédimentaire de 450 m au toit du gisement. Un faciès pyroclastique (fraileasca) apparaît immédiatement au toit du quartzite, là où celui-ci est minéralisé (en revanche, on connaît à d'autres niveaux stratigraphiques des roches analogues n'accompagnant aucune minéralisation).

L'imprégnation de cinabre forme trois lentilles concordantes stratigraphiquement superposées. Le sulfure occupe les espaces intergranulaires du quartz, ou un réseau de petites fissures, selon la lentille. La minéralisation est indépendante de la tectonique : les failles sont toutes stériles et post-minérales. Des dykes de ? lamprophyres (datées à 301 ± 5 MA) recoupent et grillent les minerais. Des figures de sédimentation ont été observées dans des cinabres massifs et des inclusions de cinabre entre coeur et auréole d'accroissement diagénétiques sont connues, tant pour le quartz détritique des quartzites que pour la pyrite. L'arrivée du mercure s'est donc faite avant la lithification.

La source du métal est plus difficile à cerner : les roches volcaniques et les schistes-argilites ont des teneurs voisines en Hg et plus élevées que celles des autres roches. Les deux types de roches peuvent donc être invoqués. La coïncidence géométrique, dans le synclinal de Chillón, de la minéralisation et du maximum de puissance des formations volcaniques, l'apparition occasionnelle de cinabre exprimé dans ces formations, ainsi que leur richesse en fluides, suggèrent une liaison génétique directe entre la minéralisation et le volcanisme, même si la nature exacte de cette liaison reste en partie hypothétique.

The Almadén mercury deposit
(Province of Ciudad Real, Spain)

The present work describes the geology of the Almadén cinnabar deposit, with special emphasis on (1) its regional geological setting and (2) the characteristic features observed at all scales accessible to observation.

Almadén is located in the southern Iberian Meseta, between the Sierra Morena to the South, and the Montes de Toledo to the North. The sedimentary sequence is built up by two series, separated by the sardic (iberic) nonconformity and covered by neogen and recent materials. The first series (Upper Precambrian) includes up to 6000 or 7000 m of azoic graywacke and slate, with a few intercallations of conglomerate and limestone. The second series, about 4000 m thick, shows an epicontinental facies. Its base is made up by the thick Armorican quartzite, followed by siltstones, sandy-silty alternations and three other quartzite horizons. Some thin carbonate horizons are interstratified within this detrital sequence (Ashgill and lower Devonian). Among the three quartzite horizons, that of the Llandovery stage is remarkable as the only host of economic mercury mineralization (cuarcita del criadero).

Abundant basic volcanic rocks (basalts and diabases) (*) were erupted and extruded during three epochs (Llandeilo, Llandovery-Wenlock and middle Devonian). They probably belong to a tholeiitic suite and underwent a limited magmatic differentiation, giving birth to an initial basaltic fraction and a residual doleritic fraction. The latter tends toward quartz andesites. These volcanic rocks suffered general and intense deuteric reactions, due to the abundance of fluids (H_2O and CO_2). They induce a marked differentiation of the basaltic magmas, resulting in rocks enriched in albite or chlorite or carbonates. The minerals indicate a transition to a low temperature paragenesis (L. T. albite, chlorite and carbonates ; iron oxides, talc, sericite and epidote) formed by direct crystallization, or by replacement of high temperature minerals (olivine, pyroxene and intermediate plagioclase) which crystallized prior to the deuteric reactions. Pyroclastic rocks are also present, indicating together with the vesicular basalts, that the water depths were low, at least momentarily.

The regional metamorphism of the Paleozoicum didn't reach the greenschist facies.

Three phases occurred, during the hercynian orogeny. The first gave long, concentric (armoricanotype) folds. The second disrupted and imbricated the quartzite seams and deformed the previous folds, as is evident, among others, from culminations on a regional scale. The last phase produced regional shear faults.

Two granodiorite stock, the one locally cordierite-, the other hypersthene-bearing, intruded the sequence at $302 \pm$ M.y. ; more or less contemporaneously in the South, the "Pedroches" batholith was emplaced. The recorded history of the area was completed, with the intrusion, along faults, of necks and veins of dolerites, high-silica rhyolites, microgranites and rocks, provisionally classified as lamprophyres.

The geotectonic environment is that of an oceanic craton (bathycraton) : a stable basement was covered by detrital sediments of great lateral continuity. It was periodically fractured, permitting the rise of basaltic lavas. The great thickness of sediments impeded the development of metamorphism.

The Almadén mine, five smaller, exhausted and presently inaccessible mines, as well as several prospects are all located within the criadero-quartzite, which is the only horizon bearing pay ore. The mineralization is thus typically strata-bound. The criadero-quartzite is subdivided in two quartzite-units, separated and bordered by siltstones. The ortho-quartzitic material was deposited, almost contemporaneously with the beginning of the basic volcanism of the lower Silurian. The latter began by a lava-flow at the footwall of the quartzite and by a few interlayers of lava within the quartzite seam. A series of alternating volcanic and sedimentary units accumulated to a thickness of 450 m on top of the quartzite. A pyroclastic facies (fraileasca) overlays the quartzite at the places where the latter is mineralized. The cinnabar impregnations have a lenticular shape, the three lenses being stratigraphically superposable. The sulphide occurs mainly in the intergranular interstices of quartz grains, or in small fractures, depending upon the lens. The faulting was clearly post-mineralization, because the faults cut the lenses and are barren of ore. Dykes of ? lamprophyres (301 ± 5 M.y.) result also post-mineralization, since they cut and roasted the ore. Introduction of mercury occurred before lithification because (1) sedimentary features were observed in massive ore, and (2) inclusions of cinnabar were observed between the nuclei and their diagenetic coronae, both for the detrital quartz of the quartzites, as well as for the pyrite.

The source of the metal cannot be definitely identified : the volcanic rocks have a similar Hg content to the palaeozoic siltstones, which is distinctly higher than in other rocks of the Almadén district. Both could therefore be the source-rock. The correlation of mineralization and maximum thickness of volcanism, in the Chillón syncline, the occasional occurrence of cinnabar in volcanic rocks, and the large amount of tardimagmatic alteration of these, asserting the former presence of abundant fluids, strongly suggest a direct genetic relationship of the mineralization to the volcanism. However the full nature of the genetic relationship remains partly hypothetical.

(*) termed dolerites in the text.

Die Quecksilberlagerstätte Almadén
(Provinz Ciudad Real, Spanien)

Ziel der vorliegenden Arbeit ist eine bessere Kenntnis dieser Lagerstätte zu gewinnen, in dem besonders darauf geachtet wurde ihren Zusammenhang mit dem allgemeinen geologischen Rahmen hervorzuheben und sie mit modernen Untersuchungsmethoden in der differential diagnostischen Beobachtungsweise (im Sinne von H. Schneiderhöhn) zu bearbeiten.

Almadén liegt in der südlichen iberischen Meseta, zwischen der Sierra Morena im Süden, und den Montes de Toledo im Norden. Die sedimentäre Abfolge besteht aus zwei Serien, die durch die sardische (bzw. iberische) Diskordanz getrennt sind und durch neogene und rezente Bildungen überlagert werden. Die erste Serie ist vorordovizisch (oberes Praekambrium) und besteht aus 6000 bis 7000 m von azoischen Schiefern und Grauwacken, mit seltenen Zwischenschaltungen von Konglomeraten und Kalken. Die zweite Serie umfasst das Paläozoikum zwischen Arenig und Visé, mit einer Unterbrechung im Mitteldevon, und besitzt eine epikontinentale, detritische Fazies. Ihre Gesamtmächtigkeit beläuft auf etwa 4000 m. Sie beginnt mit dem mächtigen armorikanischen Quarzit und besteht aus einer Folge von Tonschiefern, tonig-sandigen Wechsellagerungen und drei weiteren Quarzithorizonten, wovon der ins Llandovery eingestufte zinnerzführend ist (Cuarcita del criadero = Lagerstättenquarzit). Dünne Karbonateinschaltungen in dieser detritischen Serie sind im Ashgill und im unteren Devon bekannt.

Ein beträchtlicher, basischer und schichtiger Vulkanismus, wahrscheinlich tholeitischer Angliederung, hat sich dreimal betätigt (Llandeilo, Llandovery-Wenlock und Mittel-Devon). Er ist durch eine schwache magmatische Differentiation gekennzeichnet, die basaltische Frühprodukte und doleritische Restlösungen lieferte. Letztere entwickelten sich weiter, in Richtung der Quarzandesiten. Hingegen untergingen beide Magmenteile ausgedehnten und starken deuterischen Erscheinungen, die durch die Reichhaltigkeit an Flüssigkeiten (H_2O und CO_2) hervorgerufen wurden. Sie veranlassen eine kräftige Differenziation der basaltischen Magmen, und erzeugen Gesteine, die wechselweise an Albit, Chlorit oder Karbonate angereichert sind. Diese Mineralien drücken das Entstehen einer niedrigtemperierten Paragenese aus, die entweder direkt kristallisierte oder durch Verdrängung hochtemperierter, früh und vordeuterisch gebildeter Mineralien (Olivin, Pyroxen, mittlere Plagioklase) zustande gekommen ist. Unterwasserexplosionen ergaben pyroklastische Tuffe, die zusammen mit den blasigen Basalten, auf geringe Wassertiefen hinweisen, die zumindest momentan verwirklicht waren.

Der regionale Metamorphismus des Paläozoikums überschritt nicht die Anchizone.

Diese Gesteine wurden durch drei tektonische Phasen beansprucht. Sie wurden zuerst in lange (armoricanotypen) Biegefallen gelegt, die dann verschuppt und quergefaltet wurden (Erscheinung von Achsenbiegungen). Zuletzt wurde alles durch grosse Blattverschiebungen zerschert. Zwei, teilweise Cordierit- oder Hyperstehnführende, tiefanatektische Granodioritstöcke durchbrachen die vulkano-sedimentäre Abfolge bei 302 ± 10 Mo.J., während weiter im Süden der grosse "Pedroches"-Batholit Platz nahm. Zum Abschluss haben die Verwerfungen den Aufstieg von Doleriten, sehr sauren Rhyoliten mit Fremdeinschlüssen, Micrograniten und, m. B., als Lamprophyre bezeichneten Gesteinen erlaubt. Hiermit ist im Wesentlichen die geologische Entwicklung beendet.

Der geotektonische Rahmen entspricht einem Tiefkraton: detritische Sedimente grosser seitlicher Kontinuität bedecken einen stabilen Sockel. Letzterer bricht periodisch und ermöglicht den Aufstieg basischer Magmen. Die grosse Mächtigkeit der Sedimente verhindert die Entwicklung des Metamorphismus.

Die Quecksilberlagerstätte Almadén und fünf nun abgebaute und heute unzugängliche kleinere Gruben, sowie eine Reihe von erzfindigen Punkten, sitzen alle dem "Criadero-Quarzit" auf (unteres und/oder mittleres Llandovery). Dieser bildet den alleinigen Träger abbauwürdiger Vererzung. Letztere ist also deutlich schichtgebunden. Der "Criadero-Quarzit" ist durch zwei Quarzithorizonte aufgebaut, die durch Tonschiefer eingerahmt und getrennt werden. Fast gleichzeitig mit der Ablagerung des Materials dieses Quarzites begann der mächtige basische Vulkanismus des Untersilurs, mit einem Erguss im Liegenden der Lagerstätte und einigen Einschaltungen. Er hat aber besonders am Aufbau einer mehreren hundert m mächtigen Wechselfolge von Sedimenten und Vulkaniten im Hangenden teilgenommen. Eine pyroklastische Fazies ("frailesca") ist im Hangenden des Quarzites dort bekannt wo er vererzt ist. (In anderen stratigraphischen Horizonten sind ähnliche Gesteine bekannt, die aber nie von Vererzung begleitet sind). Die Zinnober-Impregnation bildet drei schichtkonkordante, stratigraphisch übereinandergelagerte, Linsen. Das Sulfid erscheint, intergranular, zwischen den Zwickeln der Quarzkörner oder in verheilten Rissen, je nach der Linse. Die Vererzung ist von der Tektonik unabhängig: die Verwerfungen sind sämtlich taub und jünger als das Erz. ? Lamprophyr-Gänge (301 $\pm$ 5 Mo.J.) haben die Erze "geröstet". Sedimentäre Figuren wurden in Derberzen beobachtet, sowie Zinnobereinschlüsse zwischen Korn und diagenetischen Säumen, sowohl in Quarzen als in Schwefelkies. Die Quecksilber-Zufuhr geschah also vor der Verfestigung des Gesteines.

Die Herkunft des Metalles lässt sich schwieriger bestimmen: Tonschiefer und Vulkanite haben ähnliches Hg-Gehalte, die bedeutend höher liegen als diejenigen der anderen Gesteine. Die geometrische Überlagerung, in der Chilloner Mulde, der Vererzung mit dem Mächtigkeits-Maximum des Vulkanismus, das lokale Auftreten von sichtbarem Zinnober in den Vulkaniten, sowie deren Reichtum an Gasen bezeugt ihre Bedeutung für den genetischen Prozess, wenn auch dieser noch nicht in allen Einzelheiten geklärt werden konnte.

El yacimiento de mercurio de Almadén (Provincia de Ciudad Real, España)

El fin del presente trabajo es el de aumentar los conocimientos sobre este yacimiento, aclarando sus relaciones con el contexto geológico regional y estudiándolo en sus principales niveles de observación, aplicando las técnicas actuales.

Almadén está situado en la mitad meridional de la Meseta ibérica, entre la Sierra Morena hacia el Sur y los Montes de Toledo hacia el Norte. La sucesión sedimentaria está formada por dos series, separadas por la discordancia sarda (o mas exactamente ibérica) recubiertas por depósitos neógenos y recientes. La serie inferior, ante-ordevícica (Precambriano superior), está constituida por 6000 a 7000 m de grauwackas y esquistos azofcos, con raras intercalaciones de pudingas y calizas. La segunda serie, de facies epicontinental va del Arenig hasta al Visense, faltando el Devoniano medio. Su potencia se aproxima a los 4000 m. Empieza con la potente cuarcita armoricana y sigue con argilitas, argilitas y areniscas alternadas y tres otras corridas de cuarcitas. De estas últimas, la del Llandovery es la roca que lleva la mineralización cinabrfífera ("Cuarcita del criadero"). Algunas capas delgadas de carbonatos se intercalan en estas formaciones detríticas; una en el Ashgill y otras en el Devoniano inferior.

Un importante vulcanismo básico interestratificado, de afiliación probablemente tholeítica, se manifestó en tres épocas distintas (Llandeilo, Llandovery-Wenlock y Devoniano medio). Su diferenciación magmática es débil y produjo una fracción inicial basáltica y otra residual, dolerítica, evolucionando ulteriormente hacia las andesitas cuarcíticas. En cambio, estas rocas sufrieron fenómenos deutéricos, generalizados y muy intensos, debidos a la abundancia de fluidos (H₂O y CO₂). Estos causan una fuerte diferenciación de los magmas basálticos, produciendo rocas alternativamente enriquecidas en albíta, en cloritas y en carbonatos. Estos minerales indican la insaturación de una paragénesis de baja temperatura (albíta B. T., clorita y carbonatos; óxidos de hierro, talco, se-

ricita y epidota) por cristalización directa o por reemplazamiento de minerales de alta temperatura (olivino, piroxeno y plagioclasas intermediarias) cristalizados tempranamente, antes de la fase deutérica. Explosiones submarinas dieron lugar a tobas piroclásticas, que, con los basaltos vacuolares, indican profundidades acuosas relativamente reducidas, existentes por lo menos en ciertas épocas.

El metamorfismo del Paleozóico no ha sobrepasado la anchizona.

Tres fases tectónicas han marcado este conjunto durante la orogénesis hercynica. La primera produjo pliegues concéntricos muy alargados (armoricanotipo). La segunda produjo escamas de las cuarcitas y deformó los pliegues y sus ejes dando lugar a elevaciones y depresiones axiales. La última a fallas de desgarre regionales. Granodioritas de anatexis profunda, en parte a cordierita o hypersteno, cortaron este conjunto volcano-sedimentario a 302 ± 10 m.a., mientras que mas al Sur surgió el batholito de Los Pedroches. Utilizando las fallas como canales de ascensión, doleritas, dyolitas hyperácidas, microgranitos y rocas, provisionalmente clasificadas como lamprófidos, acabaron la parte mas importante de la historia geológica.

El medio geotectónico es el de un cratón sumergido (bathycratón de H. Stille) : un zócalo estable, recubierto por sedimentos detríticos de gran continuidad lateral. Este zócalo se fractura periodicamente, permitiendo así la ascensión de lavas básicas. El gran espesor de sedimentos ha impedido el desarrollo del metamorfismo.

El yacimiento de mercurio de Almadén, cinco minas satélites, agotadas y hoy inaccesibles, así como tambien una serie de indicios, se hallan todos en la "Cuarcita del criadero" (Llandovery inferior y/o medio) que constituye la única formación portadora de mineralización economicamente interesante. Así pues es muy claro el control estratigráfico. Esta formación la constituyen dos capas de cuarcitas separadas y encuadradas por siltstones. El depósito del material cuarcítico es casi contemporáneo del comienzo del potente vulcanismo básico del Siluriano inferior. Este vulcanismo se manifestó por una colada al muro del yacimiento y algunas interestratificaciones, pero participó sobre todo en una serie de alternancias volcano-sedimentarias de varios centenares de m al techo del yacimiento. Una facies pyroclástica ("fraileasca") aparece inmediatamente al techo de la cuarcita, en sitios donde esta contiene mineralización (Al contrario, en otros niveles estratigráficos se encuentran rocas análogas sin mineralización).

La impregnación de cinabrio tiene la forma de tres lentejones concordantes estratigraficamente superpuestas. El sulfuro ocupa los espacios intergranulares del cuarzo, o una red de fisuras, según el lentejón. La mineralización es independiente de la tectónica : las fallas son todas estériles y posteriores a la mineralización. Dykes de ? lamprófidos (301 ± 5 m.a.) han tostado el mineral. Figuras de sedimentación se han observado en el cinabrio macizo, y son conocidas las inclusiones de cinabrio entre nucleo y coronas de crecimiento diagenético, tanto en el cuarzo detrítico de las cuarcitas, como en la pirita. Así pues la llegada del mercurio fué anterior a la litificación.

El origen del metal es mas difícil de precisar : los contenidos en Hg de las rocas volcánicas y de los esquistos-argilitos (siltstones) sont similares y mas altos que los de otras rocas. Desde luego puede proceder de unas u otras. La coincidencia geométrica, en el synclinal de Chillón, de la mineralización y de la potencia maxima de las formaciones volcánicas, la aparición ocasional del cinabrio en las rocas volcánicas, así como la riqueza en flúidos, hacen resaltar la importancia de estas rocas en el proceso genético, aunque su papel exacto en el mismo quede parcialmente hipotético.

INTRODUCTION

L'imagination des géologues défie celle des poètes.
(Audibert - Le mineur du XX^e siècle)

A - APERÇU GÉOGRAPHIQUE

La position d'Almadén dans les unités physiques de l'Espagne mérite d'être examinée, car leurs limites respectives sont floues. Du point de vue hydrographique, Almadén se situe dans le bassin du R. Guadiana, qui sépare les Monts de Tolède de la Sierra Morena. Les cartes espagnoles placent celle-ci (= Monts bruns, ou Cordillère marianique des Anciens) beaucoup plus au Sud, entre Espiel (Córdoba) (*) et Cordoue. Je préfère retenir, pour sa simplicité, la limite septentrionale que propose H. Lautensach (1964) pour la Sierra Morena : elle correspond aux derniers contreforts quartzitiques qui sont suivis au Nord par les plaines de la Mancha et de la Serena.

Cette limite a une signification géologique et traduit une discontinuité tectonique. On peut la faire passer par Puertollano, Almadén et Cabeza del Buey (Badajoz). A la hauteur d'Almadén, et vers le Nord, elle perd cependant sa netteté puisque nous avons là une zone où apparaissent des fonds de synclinaux (celui d'Agudo par exemple) qui dessinent un passage continu entre Sierra Morena et Monts de Tolède, passage qui correspond au "verrou du Guadiana" de H. Lautensach (1964).

Je me contenterai de présenter ici des données de la géographie physique, utiles au géologue et particulièrement à celui qui voudrait entreprendre une campagne de prospection géochimique, en renvoyant pour des informations moins sommaires à H. Lautensach (1964), J. Sermet (1953) et à l'ouvrage collectif "Geografia de España y Portugal", en cours de parution sous la responsabilité de M. de Terán.

1 GÉOMORPHOLOGIE

Le relief actuel est de type appalachien et résulte des effets conjugués de plusieurs périodes d'érosion successives. La première correspond sans doute à la surface hercynienne, recouverte par le Trias détritique de type germanique, connu au SE de la Sierra Morena, à Montoro (Córdoba) et surtout sur sa bordure Est, entre La Carolina et Bailén (Jaén). Les restes de cette première surface sont sans doute très limités dans la région d'Almadén, où les périodes ultérieures ont dû l'éliminer presque complètement. L'observation de terrain des roches intrusives acides (p. 91) semble démontrer que l'érosion des reliefs a été presque terminée dès avant la mise en place de ces intrusions, que l'on peut penser concomitantes avec les granites hercyniens.

(*) Les localités citées sont suivies, entre parenthèses, du nom de la province où elles se trouvent, à l'exception de celles de la province de Ciudad Real. S'il s'agit d'un lieu dit, le nom de la municipalité (Término municipal) précède celui de la province.



Figure 2 - Position d'Almadén dans la zonéographie de F. Lotze (1961). Le cercle représente la concession.

L'âge des séries tertiaires et quaternaires sera discuté dans le chapitre I et seule leur morphologie sera abordée dans les lignes qui suivent. Nos connaissances sur l'évolution récente de cette région restent encore fragmentaires, mais on peut admettre, provisoirement, la succession suivante de cycles d'érosion, correspondant à des mouvements épirogéniques :

- Pré-oligocène, recouvert en discordance par les arkoses rapportées à l'oligocène (Hernandez Pacheco, 1956 b),
- Oligocène moyen : à ce moment, les barres de quartzites auraient atteint l'isoaltitude conservée jusqu'à présent (Hernandez Pacheco, 1952, 1956 b),
- Miocène moyen : concomitant avec des mouvements épirogéniques connus à Albacete (Navarro y Saavedra, 1966),
- Post-pontienne : très intense et précédant la formation des rañas (*) (Hernandez Pacheco, 1952),
- Entre Pliocène et Quaternaire, consécutif à la capture du Guadiana (Hernandez Pacheco, 1956 b) et encore en cours. Le dernier rajeunissement a largement entaillé ces sédiments tertiaires et n'en a laissé que des vestiges. Dans le secteur étudié, le fond actuel des vallées peut s'abaisser jusqu'à 375 m environ, qui est l'altitude du confluent des R. Valdeazogues et R. Alcudia, au Sud d'Almadén.

(*) Pour la définition des "rañas", voir à la fin du chapitre I.

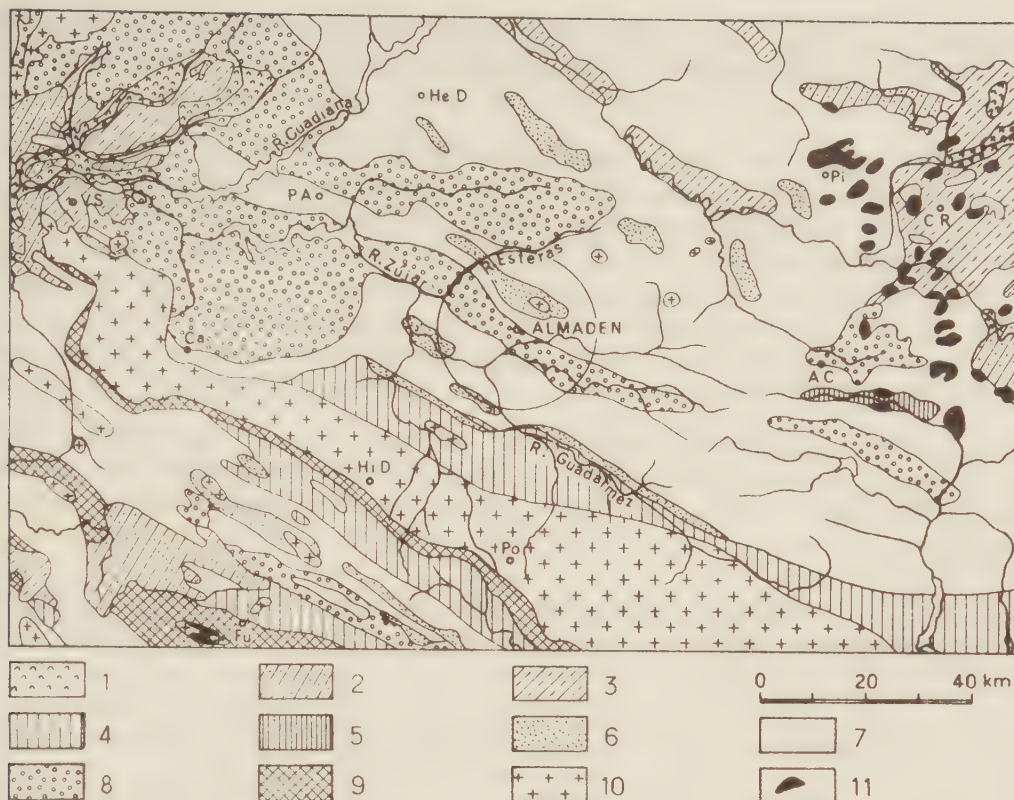


Figure 3 - Extrait de la carte géologique d'Espagne au 1/1 000 000^e (5^e édition).

Position de la concession (cercle) et des zones voisines étudiées.

- 1 - Alluvions ; 2 - Pliocène ; 3 - Miocène ; 4 - Carbonifère supérieur ;
 5 - Culm ; 6 - Dévonien ; 7 - Silurien et Ordovicien ; 8 - Cambrien ;
 9 - "Estrato cristallino" ; 10 - Roches plutoniques acides ; 11 - Roches volcaniques.
 Localités repères : Ciudad Real (CR), Almodóvar del Campo (AC),
 Piedrabuena (Pi), Herrera del Duque (He D), Hinojosa del Duque (Hi D),
 Pozoblanco (Po), Puebla de Alcocer (PA), Fuenteovejuna (Fu), Castuera (CA),
 Villanueva de la Serena (VS).

Le réseau fluvial actuel est surimposé : nombre de méandres ont été conditionnés par les obstacles que les barres de quartzite ont constitués pour les rivières. Le R. Valdeazogues en fournit deux beaux exemples, au "Castillo" et à l'"Entredicho" (Almadenejos). D'autres sont formés par les rivières coulant dans les grandes étendues anté-ordoviciennes, essentiellement schisteuses, (R. Esteras, R. Alcudia en amont du "Puente Tablañillo" au Sud d'Almadén) : des barres de quartzite constituent des niveaux de base derrière lesquels l'érosion ne se produit plus guère. Il s'agit d'un phénomène de maturité, lié au faible débit actuel des rivières.

F. Mingarro Martin (1958) a pu reconnaître dans une étude photogéologique de la vallée du Guadiana, immédiatement au Nord du secteur étudié, un réseau fluvial fossile, auquel il attribue un âge pliocène et qui est distinct du réseau actuel. Vraisemblablement ce réseau a été abandonné, lorsque le niveau de base du Guadiana a changé, au début du Quaternaire, par suite de la capture de ce fleuve mise en évidence par F. Hernandez Pacheco (1952, 1956 b). Cette capture a donné au Guadiana son coude caractéristique de Cijarra et l'a détourné du Tage dans lequel il se jetait aux environs de Puente del Arzobispo (Toledo).

Le début de la dernière phase a toutefois correspondu à une érosion très active, qui a laissé des marmites à la cote 500, sur le flanc Est du "Castillo" (Almadenejos) et sur l'arête SWW de la cote 530, à 1 km au Nord de

la gare d'Almadenejos. Elle est également responsable de la dénivellation de 30 à 50 m entre le sommet des cheminées volcaniques de "La Bienvenida" (Almodóvar del Campo) et la plaine creusée dans les schistes de l'Alcudia.

Une dissymétrie des versants peut être enfin observée dans les vallons de direction EW situés dans le Valle de Alcudia, donc dans un matériel homogène et un relief peu accidenté : le versant méridional est plus pentu que le septentrional. Pareille observation a été faite pour la vallée du Guadiana, entre Luciana et Puebla de D. Rodrigo (Mingarro Martin, 1958).

2 HYDROGRAPHIE (*)

Dans l'ensemble, le réseau hydrographique est bien développé, mais constitue un héritage de l'époque würmienne, qui a été très pluvieuse en Espagne. Tout le secteur étudié est drainé par le R. Guadiana, et plus exactement même par son affluent de gauche, le R. Zújar, et deux affluents de ce dernier, le R. Esteras et le R. Guadalmez.

Il n'est pas facile de caractériser quantitativement les fleuves espagnols, par suite de l'établissement tardif des stations hydrographiques, suivi de peu par la construction de nombreux barrages. On peut cependant décrire l'hydrographie de R. Guadiana par les données suivantes :

- Intense évaporation : en moyenne 5% seulement des pluies reçues par le bassin s'écoulent, le restant s'évapore ou sert à reconstituer l'eau de rétention des sols, perdue en été.

- Module spécifique faible : il est de $1,65 \text{ l/km}^2/\text{s}$, soit le plus faible des cinq grands fleuves de la Péninsule, en prenant des surfaces versantes comparables, autour des sources. Le Zújar, pour un bassin versant plus petit, a un module encore plus faible : 1,37. Au "Puente de Palmas" (Badajoz), soit à 550 km de sa source, le débit annuel moyen du R. Guadiana est de $79 \text{ m}^3/\text{s}$.

- Rapport crue/étiage ("irrégularité") : il est faible jusqu'à Cijara (Badajoz), c'est-à-dire dans le bassin supérieur, constitué par des formations récentes, calcaires et sableuses, horizontales et en partie karstiques (Lagunas de la Ruidera, C. Real), capables donc d'amortir les variations saisonnières. Au-delà du seuil du Guadiana, qui se termine à Cijara, ce rapport monte et atteint 10,6 au "Puente de Palmas".

- Rapports interannuels : ils sont élevés et traduisent une grande irrégularité d'une année à l'autre. Au "Puente de Palmas" le rapport des débits annuels moyens les plus éloignés est de 11 pour une période de 25 ans. Si l'on rapporte le débit le plus faible, mesuré à cette même station, au débit annuel moyen, on obtient le chiffre de 0,006 !

Outre l'irrégularité et l'intense évaporation qui caractérisent le bassin du Guadiana, celui-ci manifeste une tendance endoréique qui se traduit par l'existence d'étangs sans écoulement, peu profonds et dont la surface varie grandement au cours de l'année : Laguna de los Garbanzos et nombreuses autres à l'W de Cabezardos. La région d'Almadén ne participe pas à cette tendance, puisque son relief est plus accusé que celui de la Serena et de la Mancha.

3 PÉDOLOGIE

Le profil pédologique est en général très incomplet et peu évolué dans la région d'Almadén. Par la conjonction des pluies d'hiver torrentielles, du relief, de mauvaises habitudes agricoles (non seulement la culture en terrasses est presque inconnue, mais les sillons sont souvent tracés dans le sens de la pente) et du déboisement entraîn-

(*) Les données numériques de ce paragraphe sont tirées de H. Lautensach (1964).

né par les besoins de l'exploitation minière et de la métallurgie, l'épaisseur des sols est faible, sauf dans les fonds de vallées. Dans ces conditions, il n'est pas étonnant que les sols dépendent étroitement de la roche mère et que les sols anciens soient rares. L'observation géologique n'en est pas facilitée pour autant, car l'altération météorique atteint souvent les roches sur une épaisseur de 1 à 2 m.

Dans l'ensemble, on trouve des sols bruns méditerranéens avec un profil A / (B) / C. Le profil reste le même sur le batholite de "Los Pedroches", mais les terres y sont très siliceuses et contiennent à peine d'humus. Un rancier de profil A/C s'est établi sur les schistes du "Valle de Alcudia". On connaît enfin des zones restreintes à sols rouges méditerranéens. Les oxydes de fer lessivés des Quartzites armoricains ont donné des concentrations ferrugineuses locales très variées : latérites à la sortie W de Sta Eufemia, conglomérats à ciments ferrugineux, voire limonites suffisamment concentrées pour avoir incité les Anciens à les exploiter (Mina Vieja au Nord de Sta Eufemia, Córdoba, ou Cerro Manzaire à Almadenejos) et enfin un alios lié à une ancienne nappe (Casa Blanca, Almadén).

4 - CLIMAT

Compte-tenu de la distillation des minerais pratiquée à Almadén depuis des siècles, il semble judicieux de s'intéresser aux deux facteurs météorologiques régionaux qui déterminent directement la contamination métallurgique des sols, les vents et les précipitations.

Le vent dominant est celui du Sud-Ouest. Les déterminations de sa direction ne sont faites que les jours nuageux, ce qui n'est pas trop gênant car ce sont vraisemblablement les pluies qui sont responsables de la précipitation de la majeure partie du mercure atmosphérique. La rose des vents de la figure 4 a été construite à partir de mesures aimablement communiquées par "Minas de Almadén" qui gèrent la station météorologique d'Almadén.

D'après les chiffres relevés sur l'"Atlas Nacional de España" (éditions Aguilar), la moyenne annuelle des précipitations essentiellement hivernales, est de 520 mm. La figure 5 donne les moyennes mensuelles.

5 BOTANIQUE

Par suite de faibles variations hypsométriques, le manteau végétal est, tout comme le sol, sous l'étroite dépendance de la roche mère. Seule l'humidité constitue une variable supplémentaire et se trouve à l'origine d'une association végétale qui caractérise les lits des cours d'eau.

Le maquis (monte bajo) est le type de végétation qui s'établit spontanément sur les terres abandonnées par l'homme et la Sierra Morena constitue le "plus grand maquis ... de l'Europe" (Sermet, 1953). D'après H. Lautensach (1964), elle se dégrade en garrigue (matorral) là où l'influence de l'homme est encore sensible. Dans son ensemble, il s'agit d'une végétation de type méditerranéen.

Les schistes sont couverts de pâturages, comme dans le Valle de Alcudia, sous une chênaie (*Quercus ilex*, *Q. suber* et *Q. toza*) très clairsemée.

Les quartzites et leurs éboulis très étendus portent des maquis très monotones où dominent les différentes espèces de cistes (*Cistus* sp.). Quand ce maquis s'éclaircit, apparaît un étage herbacé silicicole : thym, romarin, lavandes, genêts et asphodèle. Ce type de végétation a également été rencontré sur un filon de rhyolite à "El Borracho".

Sur les granites pousse, soit une végétation de type aride où apparaît l'alfa (*Stipa tenacissima*), soit un maquis.

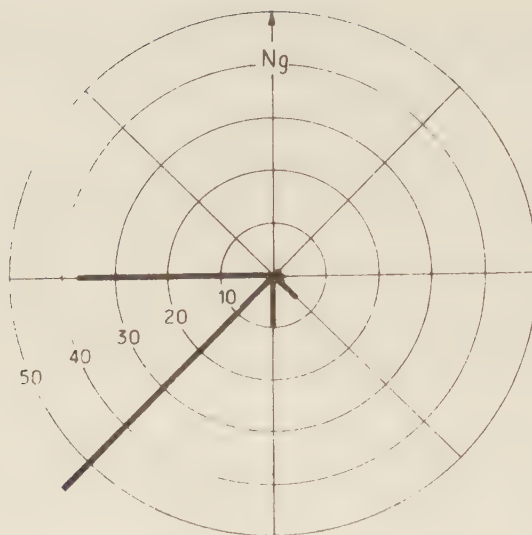


Figure 4 - Rose des vents d'Almadén.
 Période de référence : 1er septembre 1965 -
 30 août 1966. Nombre de journées d'observation :
 112 (jours nuageux seulement). Source : station
 météorologique d'Almadén, gérée par les "Minas
 de Almadén". Les cercles correspondent à un
 nombre égal d'observations.

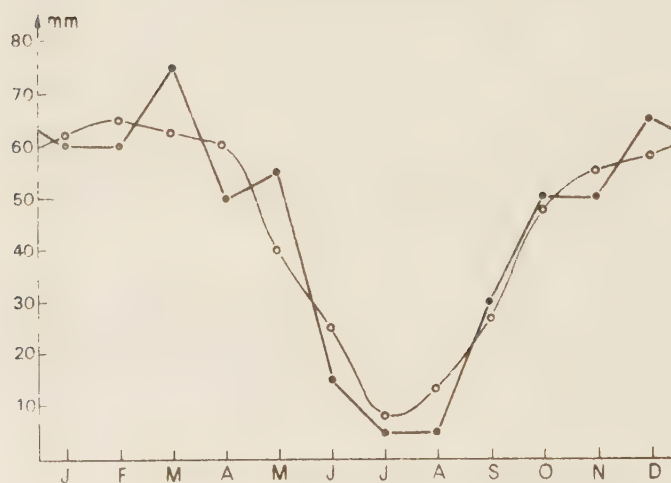


Figure 5 - Courbes pluviométriques d'Almadén.
 Total annuel : 520 mm. Renseignements tirés de
 "Atlas Nacional de España" (feuille 39).
 Points : valeurs mensuelles ;
 Cercles : moyennes mobiles sur 3 mois.

Les raiñas ont une végétation silicicole voisine de celle des quartzites : *Cistus ladaniferus*, *Arbustus unedo*, *Ulex europea*, *Daphne gnidium*, *Genista sp.*, *Paroniquia argentea* (Ramírez Ramírez, 1952).

Sur les alluvions des ruisseaux, en général siliceuses, se développent des bandes de buissons épineux, en général difficiles à franchir, de lentisques (*Pistacia lentiscus*), de nerpruns (*Securinega buxifolia*), de tamaris (*Tamarix sp.*) et de lauriers roses (*Nerium oleander*).

B -- MISE EN PLACE GÉOLOGIQUE

1 -- LE MASSIF HESPÉRIQUE

La moitié occidentale de la Péninsule ibérique, est constituée par les formations paléozoïques et précambriennes que F. Hernandez Pacheco appelle le Massif hespérique. Celui-ci plonge vers l'Est sous les formations mésozoïques et cénozoïques de la Vieille et de la Nouvelle Castille et bute vers le Sud sur la Cordillère bétique. La limite orientale du Massif hespérique est sinueuse et ressemble à une côte de rias. Quatre "promontoires" de terrains paléozoïques s'avancent vers l'Est ; ce sont, du Nord vers le Sud, la Cordillère cantabrique, la Cordillère centrale, les Monts de Tolède et la Sierra Morena, séparés respectivement par le bassin du Douro, le bassin du Tage et par la Mancha.

2 -- LA SIERRA MORENA

La Sierra Morena constitue le plus méridional des quatre contreforts que nous venons de voir. Son extension d'Est en Ouest est de l'ordre de 450 km et du Nord au Sud d'une centaine de kilomètres. Dans sa partie centrale, qui est la seule à nous intéresser ici, elle est limitée au Nord par le verrou de Guadiana, qui la relie aux Monts de Tolède au sens large. La limite méridionale est remarquablement rectiligne et correspond à la flexure du Guadalquivir, qui coupe obliquement les structures hercyniennes. Les trois zones les plus méridionales de Lotze (fig. 2) recouvrent la Sierra Morena. Le secteur étudié se place dans la plus septentrionale des trois, la zone est-lusitano alcudienne. Certains auteurs considèrent sa limite avec la zone de l'Ossa-Morena (qui correspond sur une grande longueur avec le bord nord du batholite granodioritique de "Los Pedroches") comme un chevauchement. Les directions tectoniques de la zone alcudienne sont orientées NW dans sa partie la plus occidentale et passent progressivement vers l'Est à des directions, NWW dans notre secteur, puis EW, enfin SWW dans sa terminaison orientale. Toute la Sierra Morena a constitué une zone minière de grande richesse, où, en dehors du mercure, ont été exploités le plomb et l'argent, maintenant presque épuisés et où les pyrites cuprifères de la province de Huelva continuent à faire l'objet d'une activité intense.

3 -- LE SECTEUR D'ALMADÉN

La série stratigraphique que nous rencontrerons commence par des formations schisto-gréseuses anté-ordoviciennes, surmontées en discordance par une série paléozoïque détritique, presque complète, dont le premier membre est le puissant Quartzite armoricain, qui forme un repère structural toujours bien observable. Il est suivi par trois autres niveaux quartzitiques correspondant au Caradoc, au Llandovery et au Siegenien. Ces quatre quartzites sont séparés par des formations schisteuses, schisto-gréseuses et volcaniques, ainsi que de rares intercalations calcaires.

Du point de vue tectonique, le secteur étudié est formé par une succession de brachysynclinaux et d'anticlinaux dont les flancs peuvent être redressés jusqu'à la verticale. Le méridien d'Almadén, recoupe ainsi, presque à angle droit, les structures suivantes, énumérées du Sud au Nord (fig. 39) :

- Le batholite granodioritique de "Los Pedroches", qui semble avoir pris place dans un vaste synclinorium à coeur carbonifère. Sa longueur est d'environ 200 km.
- La retombée synclinale de Sta Eufemia - Torrecampo forme la moitié septentrionale de ce synclinorium. Ses relations avec le batholite, de même que ses plissements internes, sont difficilement discernables, par suite du métamorphisme de contact et de l'absence de relief.
- Vient ensuite une série de dômes anticlinaux (Horcón, Pajarejo, Valtravieso), de Quartzite armoricain, fracturés à l'extrême, dont la tectonique de détail est encore confuse.
- Le synclinal de Guadalmez forme une cuvette assez courte, où la série monte jusqu'au Carbonifère inférieur.
- L'anticlinal de l'Alcudia, à coeur anté-ordovicien, est au contraire une structure de longueur importante. Il s'étend sur une centaine de kilomètres commençant à S. Lorenzo de Calatrava (Jaén) à l'Est et s'unissant à la grande zone anté-ordovicienne de la Serena à l'Ouest (Pl. I, fig. 3).
- Le synclinal de Chillón est de longueur réduite et a une série se terminant avec le Dévonien supérieur (Pl. I, fig. 4).
- L'anticlinal de l'Esteras fait affleurer des formations anté-ordoviciennes qui se rattachent également à celles de la Serena à l'Ouest. La forme arquée de cet anticlinal pose le problème du relais des directions tectoniques.
- Le synclinal d'Agudo est peu profond, très étroit et seul le Llandeilo affleure en son coeur.

En continuant la progression vers le Nord, nous entrons alors dans la zone peu connue des Monts de Tolède où une rapide exploration a montré que la série stratigraphique monte tout au plus jusqu'au Caradoc. Vers l'Ouest cependant, du Dévonien a été étudié à Herrera del Duque (Badajoz) (Puschmann, 1970 b) et plus au Nord encore, dans la Sierra de Guadalupe, le Llandovery est probable (observations personnelles).

Ces structures plissées ont été découpées par plusieurs systèmes de failles, dont l'un constitué par des failles verticales de décrochement, a profondément marqué la morphologie.

Les formations sédimentaires sont traversées par trois stocks grano-dioritiques, quelques filons de rhyolites et de roches bréchiques et enfin par le basalte quaternaire de La Bienvenida (Almodóvar del Campo).

C - APERÇU HISTORIQUE

1 TRAVAUX DE GÉOLOGIE GÉNÉRALE

Par sa mine de mercure, Almadén a très tôt été l'objet de la curiosité du naturaliste. On peut négliger les auteurs latins et arabes, plutôt intéressés par l'exploitation minière et la métallurgie et qui nous apportent peu. A. de Jussieu (1719) est le premier auteur récent à parler de géologie (couleur des différents minerais), qu'il néglige d'ailleurs au profit de la guérison spontanée par le mercure des maladies vénériennes constatées chez les mineurs. Après J. Bowles (1775) et Hoppensack (1796), celui dont le génie devait luire sur toute la géologie espagnole du XIXe siècle, à travers bien des vicissitudes politiques, C. de Prado (1855) fut le premier à donner une vue d'ensemble très correcte de la géologie d'Almadén, accompagnée d'une carte cependant rudimentaire. M. de

Verneuil et J. Barrande avaient rédigé la partie paléontologique de ce mémoire. Quelques synthèses suivirent, qui visèrent à une description complète de l'établissement minier, dont la géologie n'était qu'un aspect. Puis vint pour longtemps une série de travaux très fragmentaires et spécialisés. Des descriptions régionales, comme celles de F. de Luján (1850) ou D. de Cortázar (1879), consacrent cependant beaucoup de place à Almadén.

En pétrographie, les roches volcaniques ont été étudiées par : R. Helmhacker (1877), F. Quiroga (1879), S. Calderón Arana (1883, 1884) et enfin A. Almela et T. Febrel (1960). Pour la paléontologie, on peut citer : J. Ezquerro del Bayo (1838), M. de Verneuil et J. Barrande (1855), Bayan (1874), J. Groth (1914), A. Born (1916), W. Müller (1924, 1929), P. Hernandez Sampelayo (1926, etc.), E. Habermelner (1931), G. Ciry (1936), E. Bouyx (1962), E. Marquez Triguero (1963), I. Quintero et J. de la Revilla (1966) et E. Bouyx et F. Saupé (1966).

La stratigraphie a beaucoup souffert des analyses structurales erronées des premiers géologues (fig. 6). Ainsi P. Hernandez Sampelayo (1926 b) a réussi par un beau tour de force à faire passer des *Didymograptus* pour des *Monoprionidés* pliés, afin de justifier son interprétation tectonique (Bouyx et Saupé, 1966). L'analyse structurale correcte fut réalisée dans les grandes lignes par G. Ciry (1936), sans que ses idées aient reçu l'accueil mérité, puisque P. Hernandez Sampelayo (1942) en dit : "les idées tectoniques ébauchées sont trop simples devant les plissements marianiques". Elle fut enfin complétée par A. Almela et al. (1962), mais cependant ignorée dans deux publications ultérieures : J. M. Lopez de Azcona et J. Suarez Feito (1965) et R. Maass (1963). Des études spécialisées récentes sont dues à E. Bouyx (1969) pour le Précambrien et le Quartzite armoricain et à H. Puschmann (1969) pour le Dévonien. La révision des Trilobites llandeilien est en cours (Hamann).

La Sierra Morena a récemment fait l'objet de plusieurs études régionales de la part de J. P. Bard (1969), J. Fabriès (1963), G. Strauss (1965) et G. Tamain (1968) et de l'Ecole de Münster (Allemagne), animée par F. Lotze. On regrettera vivement, à propos de ce dernier, l'inaccessibilité de nombreuses thèses et en particulier le secret qui entoure les cartes géologiques de ses élèves.

2 TRAVAUX DE MÉTALLOGÉNIE

Les mémoires qu'a vus paraître le XIX^e siècle, ceux de R. Cavanillas (1838), F. Bernaldez et F. Rua Figueroa (1861), H. Kuss (1878), pour ne citer que les plus importants, sont surtout intéressants par la description d'ouvrages miniers actuellement inaccessibles. Des discussions sur la genèse du gisement ont été publiées dans des articles plus brefs : J. Ezquerro del Bayo (1838), G. F. Becker (1894), D. de Cortázar (1894), Fernandez Navarro (1894), R. W. van der Veen (1924) et P. Fabrega (1926), sans oublier l'important mémoire de C. de Prado (1855). Des études microscopiques du minerai sont dues à R. Beck (1909), F. Ransome (1921), P. Hernandez Sampelayo (1926) et J. Raynaud (1941).

3 BREF APERÇU SUR L'HISTOIRE MINIÈRE (*)

a - PÉRIODE ANTÉRIEURE À L'OCCUPATION ROMAINE

Les Ibères et les Carthaginois ont très activement exploité des mines en Espagne, surtout le plomb et les métaux précieux. Il n'y a cependant aucun indice permettant de penser qu'ils se soient intéressés au mercure, bien

(*) L'Excellentissime Conseil d'Administration des Mines d'Almadén a encouragé la publication par A. Matillas Tacon d'une histoire des Mines d'Almadén, dont le premier tome est paru (1958). Une compilation intéressante peut être trouvée dans J. Zarzaluqui (1934) et une traduction de textes latins dans E. Egenhoff (1953).

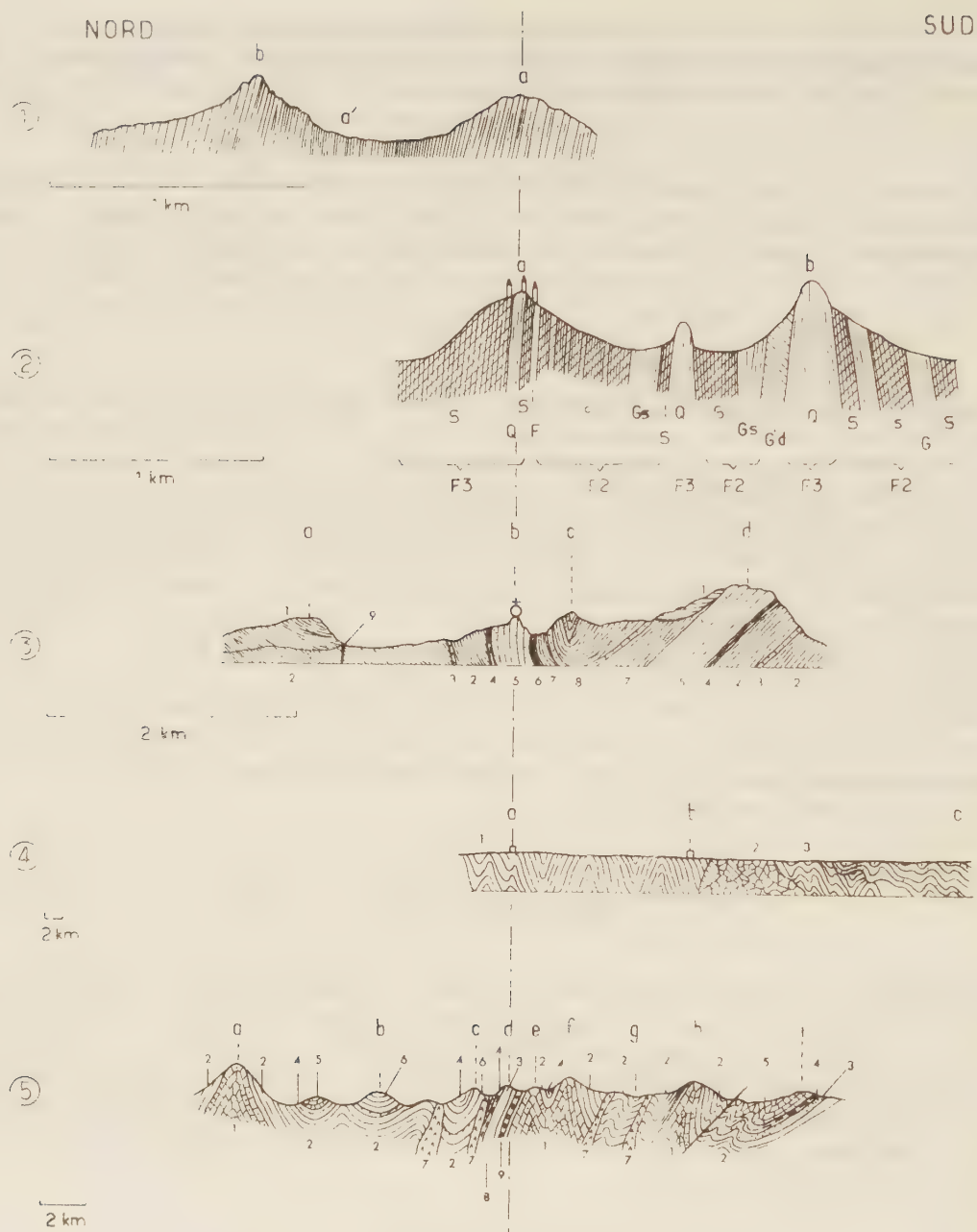


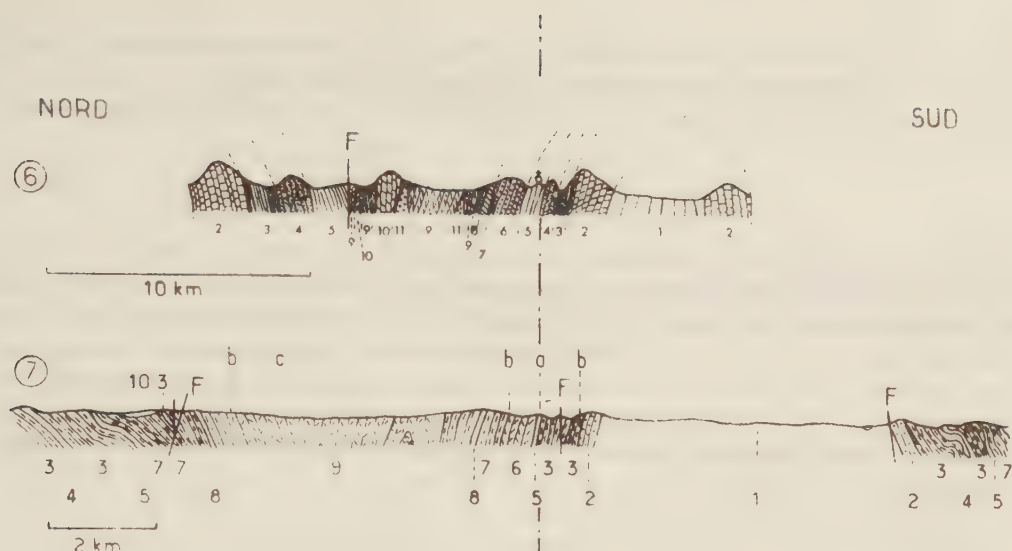
Figure 6 - Interprétations successives de la zone d'Almadén (certaines coupes ont été inversées pour obtenir une orientation identique). Les légendes sont celles des auteurs.

Coupe 1 - C. de Prado (1855).

a - colline de quartzite sur laquelle est bâti Almadén ; a' - schiste noir également silurien ; b - autre colline au N, où est le puerto de Los Enamorados, composée de grès blanc assez dur, avec fossiles dévoniens.

Coupe 2 - H. Kuss (1878).

a - Almadén ; b - S. de Castilseras ; F 2 - faune seconde ; F 3 - faune troisième ; S - schiste ; G - grès ; Q - quartzite ; F - fraileasca ; s - silurien ; d - dévorien.



Coupe 3 - D. de Cortázar (1879).

a - Puerto del Ciervo ; b - Almadén ; c - Sierra de la Cárcel ; d - Sierra del Valle.
 1 - R. dévoniennes ; 2 - schistes siluriens ; 3 - grauwackes siluriennes ; 4 - Schistes à graptolithes ; 5 - Quartzites à Cruziana ; 6 - fraileasca ; 7 - schistes siluriens fossilifères ; 8 - grès siluriens fossilifères ; 9 - roche éruptive.

Coupe 4 - J. McPherson (1880).

a - Almadén ; b - Sta Eufemia ; c - Sierra de Espiel.
 1 - Paléozoïque ; 2 - granite ; 3 - gneiss et terrains archéens.

Coupe 5 - P. Hernandez Sampelayo (1926).

a - Alisedas ; b - Puerto Ciervo ; c - Puerto Cristo ; d - Almadén ; e - Canteras ;
 f - Cordoneras ; g - Dehesilla ; h - Sra. Asnarón ; i - Est. Chillón.
 1 - Quartzite à Bilobites ; 2 - schiste (2^e faune) ; 3 - quartzite (Grès de May) ;
 4 - Ampélites gothlandiennes ; 5 - Calcaires ; 6 - Dévonien inférieur ;
 7 - Diabases et porphyres ; 8 - Gisement ; 9 - Fraileasca.

Coupe 6 - C. Ciry (1936).

F - faille ; 1 - schistes et quartzites ; 2 - grès ; 3 - Schistes à Calymene ;
 4 - grès ; 5 - ampélites à monograptus ; 6 - quartzites ; 7 - Dévonien inférieur ;
 8 - coulées volcaniques ; 9 - schistes et grauwackes ; 10 - grès ; 11 - diabase
 (1 - Cambrien ; 2 à 4 - Ordovicien ; 5 et 6 - Gothlandien ; 9 à 11 - Dévonien supérieur).

Coupe 7 - A. Almela et al. (1962).

a - Usine de distillation ; b - routes ; 1 - Schistes siliceux (Cambrien) ;
 2 - Quartzite armoricain ; 3 - Schistes et grès (Ordovicien) ; 4 - Quartzite canteras ;
 5 - Quartzite criadero ; 6 - Alternances de laves et de sédiments siluriens ;
 7 - Schistes siluriens ; 8 - Quartzite de base du Dévonien ;
 9 - Dévonien ; F - Faille.

que de nombreux vestiges trouvés dans la concession démontrent une occupation précoce du sol. Des haches et des marteaux de pierre polie sont connus depuis longtemps, ainsi que des dessins rupestres. En outre j'ai pu découvrir des meules et les carrières dont elles étaient tirées, ainsi que des chantiers de taille d'outils en quartzite.

b - ÉPOQUE ROMAINE

Plusieurs naturalistes latins citent les mines de mercure d'Espagne et Pline plus précisément celle de "Sisapo". L'identification de Sisapo avec Almadén (s. l.) est plausible, du fait de la découverte dans les environs, de plusieurs monnaies portant cette inscription. Si des vestiges romains ont été trouvés, dit-on, au XVIII^e siècle, lors de fouilles effectuées aux mines de Las Cuevas (Almadén), on n'en a jamais trouvé à Almadén même, où ils doivent être cachés sous les remblais du carreau et du village. Mes levés de terrain ont permis de nombreuses découvertes archéologiques (sites, routes) évidemment restées inexploitées. Trois mines de plomb au moins (El Borracho, Consuelo et Quinto del Hierro), ont été travaillées par les Romains dans la concession même, et leur activité est connue dans toute la Sierra Morena.

c - ÉPOQUE ARABE

Si ce n'est la toponymie (Al Maden = la mine et le minerai) et quelques expressions locales en usage, à Almadén, jusqu'à présent n'existait aucune preuve de l'occupation par les Arabes. Le fameux texte apocryphe de El Rasis pris comme preuve (P. Hernandez Sampelayo, 1926, p. 72) n'en est pas une : Almadén n'est pas située dans "une belle et très bonne plaine", loin de là, et ne se trouve pas non plus "dans les territoires de Llerena". Il s'agit là, sans nul doute, de la mine de mercure épuisée de Usagre (Badajoz).

Au cours du lever géologique du premier niveau, j'ai trouvé des poteries qui sont en fait des godets de norias du type de ceux que les arabes utilisaient dans des mines (*). Ce sont à ma connaissance les premiers vestiges arabes découverts à Almadén.

d - DE LA RECONQUÊTE À L'ÉPOQUE ACTUELLE

La mine d'Almadén a été exploitée de manière pratiquement continue depuis la Reconquête, et ceci à partir de 1645 jusqu'à nos jours par l'Etat espagnol. L'essentiel de l'ossature actuelle de la mine (Puits S. Aquilino, S. Miguel et S. Teodoro, ainsi que les niveaux supérieurs) date de la fin du XVIII^e siècle, lorsqu'après l'incendie de 1755, des directeurs allemands remirent l'exploitation en marche. Avec l'approfondissement de la mine, les niveaux ont eu des longueurs de plus en plus grandes, ce qui, conjointement à l'ancienneté des trois puits, a amené le fonçage d'un quatrième (S. Joaquin, 1959) et la modernisation de S. Teodoro (1967). La méthode d'exploitation actuellement en cours peut se définir comme gradins renversés, pris en une fois sur la largeur du banc, avec remblayage, sur galeries de roulage bétonnées en direction.

La concession d'Almadén est formée par un cercle de 25 km de rayon tracé autour de l'axe du puits S. Teodoro et a donc une surface voisine de 2000 km².

(*) Cl. Domergue, Assistant à la Faculté des Lettres de Toulouse a bien voulu déterminer ces vestiges.

D - BUT DU MÉMOIRE ET MÉTHODES UTILISÉES

1 BUT DU MÉMOIRE

L'exposé bibliographique a rapidement montré l'absence d'une étude récente du gisement de mercure d'Almadén qu'il m'a paru tentant d'entreprendre. Un tel travail est difficilement séparable d'une étude régionale aboutissant à la reconstitution de l'histoire géologique de cette région et à l'ébauche de la paléogéographie, en particulier du niveau porteur de la minéralisation.

Dans une deuxième étape, on a cherché à reconstituer la formation du gisement après l'avoir étudié à plusieurs échelles. Dans un langage moderne, on dirait que l'on a cherché à en dégager les métallotectes. Le but recherché dans la deuxième partie du mémoire est donc pragmatique : mieux connaître les gisements de mercure, et partant, établir les règles qui doivent permettre, à moindre frais, leur prospection. Ce point a fait l'objet de rapports confidentiels à "Minas de Almadén" (1969).

2 MÉTHODES D'ÉTUDE

Une étude géochimique valable demande une parfaite connaissance des échantillons et doit donc se fonder presque dans tous les cas, sur une cartographie originale. Cela s'est traduit par le lever au 1/32 000e (échelle de la photo aérienne) - localement au 1/10 000e et au 1/2 000e pour les environs des mines de mercure, levés pour la première fois à cette échelle - d'une bande de terrain de 1 à 3 km de large, entourant le quartzite porteur de la minéralisation. Ces levés sont destinés à être réduits plus tard au 1/50 000e pour donner une feuille du Mapa Geológico Nacional de España (n° 808 : Almadén).

Pour la numérotation des affleurements, chaque feuille au 50 000e a été divisée en huit secteurs égaux par une division horizontale et trois verticales. Chacun des secteurs est caractérisé par l'initiale du nom de la feuille (A : Almadén ; C : Chillón ; S : Siruela ; V : Valdemanco) et un numéro d'ordre qui va à l'intérieur de chaque feuille d'en haut à gauche (1) au bas à droite (8) (voir la carte de l'annexe 3). A l'intérieur de chaque secteur, les affleurements ont été numérotés dans l'ordre de leur étude. Lorsqu'une analyse chimique a été faite, son numéro accompagne le numéro d'affleurement entre crochets.

En même temps que la cartographie, l'échantillonnage géochimique a été mené : des échantillons de un à plusieurs kilogrammes ont été prélevés en fonction de la granulométrie de la roche étudiée. Ils ont abouti à environ 300 analyses pour les éléments majeurs, couvrant tous les types de roches rencontrées et plusieurs centaines d'analyses pour Hg couvrant en plus un échantillonnage serré du quartzite minéralisé.

Les méthodes analytiques utilisées pour les éléments majeurs ont fait l'objet de plusieurs publications : M. L. Blanchet et L. Malaprade (1967) et K. Govindaraju (1964). Les résultats sont stockés sur cartes perforées et peuvent être fournis sur demande. Le grand nombre d'analyses a souvent demandé l'emploi du calcul automatique.

3 PLAN DU MÉMOIRE

Le mémoire est conçu en deux parties, afin de séparer rigoureusement la constitution géologique de la région d'Almadén de l'étude métallogénique du gisement de mercure. Selon ses intérêts, le lecteur pourra donc se contenter de lire une partie seulement de ce travail.

L'absence de publication synthétique sur la célèbre région d'Almadén, en dehors de l'important travail de A. Almela et al. (1962), surtout consacré à la paléontologie et aux grandes unités structurales, m'a obligé à donner une analyse fouillée de la géologie régionale, où la stratigraphie est traitée sur un pied d'égalité avec les manifestations ignées et la tectonique. On ne peut en effet concevoir d'étude de gisement métallifère qui ne s'appuie sur la connaissance, la plus complète possible pour l'époque où elle est réalisée, de l'histoire géologique de la région qui le contient. Combien d'interprétations erronées ne peut-on trouver dans la littérature, parce que ce principe a été négligé ! Si des connaissances académiques seules étaient en cause, cela ne serait pas grave, mais on voit de plus en plus la prospection minière à petite échelle, dite stratégique, s'appuyer sur la géologie des gisements. C'est dans cet état d'esprit qu'a été tentée une approche globale du gisement de mercure d'Almadén.

Si l'histoire et l'environnement géologique ont constitué le thème central de la première partie, la deuxième sera bâtie autour du mercure. La mine d'Almadén sera étudiée en détail et à plusieurs échelles, ainsi que plus sommairement les mines de mercure environnantes, aujourd'hui abandonnées. L'élément de trace Hg sera ensuite examiné en fonction de ses différents supports dans le chapitre sur la géochimie de cet élément. Puis, suivant la démarche proposée par P. Routhier (1969), la minéralisation d'Almadén sera comparée à d'autres semblables, ainsi qu'à des observations faisables sur des précipitations actuelles de cinabre, puis confrontée avec les données expérimentales et le calcul thermodynamique. Enfin, après avoir accumulé sagement des observations sur 250 pages on laissera libre cours à l'imagination pour proposer une synthèse métallogénique qui se limitera au seul gisement d'Almadén. Le problème du mercure en général sera traité dans un travail ultérieur.

Die Lagerstätte muss in ihren Rahmen
passen und darf nicht aus dem Rahmen
fallen.

(H. Schneiderhöhn)

Première partie

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'ALMADÉN

Chapitre I

STRATIGRAPHIE

La vérité est peut-être triste.
(E. Renan)

Les terrains sédimentaires d'Almadén se sont formés au cours de trois époques bien distinctes. Les terrains les plus anciens sont des formations schisto-gréseuses azoïques monotones, de puissance inconnue. Elles ont été recouvertes par la transgression sarde, suivie par le dépôt d'une série sédimentaire continue jusqu'au Carbonifère inférieur. L'ensemble a été plissé et exondé par l'orogénèse hercynienne. A partir de ce moment, les premiers vestiges que l'on retrouve à Almadén correspondent aux formations plio-quaternaires.

A — L'ANTÉ-ORDOVICIEN

Une monographie a récemment été consacrée aux formations anté-ordoviciennes (Bouyx, 1969). Elles ne seront donc abordées que sommairement, mais ne peuvent être négligées totalement, puisqu'elles constituent l'infrastructure tectonique, sur laquelle repose le Paléozoïque et qu'elles affleurent sur une surface importante de la concession. Grâce à ses levers minutieux, E. Bouyx (1969) est le premier auteur à avoir reconnu la position exacte de ces formations, considérées comme ordoviciennes (plus exactement du Llandeilo) par P. Hernandez Sampey (1926), ou cambriennes par A. Almela et al. (1962), bien qu'avec certaines réserves. Cette dernière opinion a été maintenue par J. M. Lopez de Ascona et J. Suarez Feito (1965). L'existence de deux séries anté-ordoviciennes a également été reconnue par K. Redlin (1955, thèse non publiée) et par P. Richter (1967). Ce dernier avait rapporté sa série supérieure au Cambrien.

1 — MORPHOLOGIE DES AFFLEUREMENTS

La présentation morphologique de l'Anté-ordovicien est très typique et rend incompréhensible l'identification qui en a été faite avec le Llandeilo. Il occupe des surfaces continues importantes, en général le cœur de structures anticlinales dont la largeur est de quelques kilomètres, voire d'une dizaine de kilomètres. Ces surfaces sont des dépressions entourées par des chaînes de collines escarpées, qui les dépassent de 200 à 300 m, formées de Quartzite armoricain. Le relief de ces dépressions est généralement doux, et exceptionnellement entaillé par des rivières, comme dans l'anticlinal de l'Esteras. En dehors de ces étendues monotones, l'Anté-ordovicien a deux autres caractéristiques physiographiques : l'existence dans les champs, de petits affleurements déchi-
quetés

et pointus de quelques mètres carrés (Peñones) et la couleur gris olivâtre de toutes les roches. Cette couleur est un produit d'altération et s'observe sur plusieurs mètres ; en profondeur la roche apparaît grise ou noire.

L'Anté-ordovicien se rencontre dans le coeur de deux anticlinaux : ceux de l'Alcudia (voir Pl. I, fig. 3) et de l'Esteras, qui se rejoignent à l'Ouest pour former la grande plaine qui s'étend au Nord de Castuera et de Cabeza del Buey. Ces unités seront séparées dans la description qui suit, car elles correspondent à des individualités structurales, en partie pétrographiques. Dans l'anticlinal de l'Alcudia, l'Anté-ordovicien est généralement redressé à la verticale, mais les directions, bien que parallèles aux structures hercyniennes sur la route d'Almadén à Cordoue, (ce qui a induit en erreur A. Almela et al., 1962) sont souvent orientées différemment, voire perpendiculairement, dans des endroits moins accessibles.

Plus que d'autres formations, celles de l'Alcudia renferment des lentilles de quartz laiteux du type dit d'exsudation qui ont donné lieu à de nombreuses fouilles minières souvent restées sans succès.

2 - SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

a - TRAVAUX DE E. BOUYX (1969)

S'appuyant sur la découverte de plusieurs discordances dans la série anté-ordovicienne à l'Est de Hinojosas, et surtout sur celle d'une discordance dans l'anticlinal de l'Esteras accompagnée d'un niveau détritique grossier à la base, cet auteur, tout en signalant l'absence de niveaux-repères, propose la série type suivante donnée dans le tableau 1.

b - OBSERVATIONS PERSONNELLES

Les seules observations nouvelles par rapport au travail de E. Bouyx (1969) concernent la découverte d'un petit lambeau coïncé entre les formations schisteuses de l'Alcudia et le Quartzite armoricain, situé à 500 m au NW de la ferme de Ballesteros (Chillón). Il est constitué par une série azoïque rencontrée nulle part ailleurs dans la concession.

Les changements rapides dans l'attitude des bancs, ainsi que le manque d'affleurements rendent difficile son étude, en particulier quant aux relations avec l'Anté-ordovicien de l'Alcudia.

La figure 7 donne une coupe approximative. Du Sud vers le Nord, on rencontre :

- Quartzite armoricain, de puissance très réduite ici (10 m),
- Faille verticale (visible à la fois sur le terrain et en photo aérienne),
- Grès grossier (C8-38 et 154), avec des passées microconglomératiques,
- Calcaire (environ 6 m) avec un pendage d'environ 30° N (C8-156) passant, sans que le contact soit visible, aux formations suivantes :
- Deux bancs de 50 cm de conglomérats séparés par 10 à 15 cm de schistes rouges (tufs ?) (C8-155),
- 70 cm de schistes rouges (tufs) (C8-33/1 [368] et C8-156)
- 5 m de conglomérat du même type (C8-33/2 [369] et C8-156)
- plusieurs mètres de grès grossiers.

Les lacunes d'observation apparaissent sur la figure 7.

A _d	30 m	Conglomérat du Villalonso : conglomérat quartzeux en bancs de 0,5 à 2 m (Bouyx, 1969 ; p. 128 et 172). ? Discordance ?
A _c	20 m	Série carbonatée de Hinojosas : alternances schisto-gréseuses, gréseuses et calcaires, ayant à la base un conglomérat très fin à ciment calcaire. Pour E. Bouyx, cette série pourrait être cambrienne (1961) et comporte 6 subdivisions (1969 ; p. 129). Discordance
A _b	> 2000 m	Série supérieure (ou de l'Esteras), qui peut se décomposer ainsi : - Schistes, grauweekes et conglomérats, avec quelques niveaux gréseux et microconglomératiques. (Ce niveau n'est connu qu'à Almodóvar où il a 500 m). - Fines alternances de grauweekes rubanées, schistes tendres et de grès, avec de nombreuses traces de courant et de fréquentes variations latérales de faciès ; conglomérats interstratifiés (>1000 m) (Bouyx, 1965). - Grauweekes alternant avec des schistes, et de minces passées de schistes à galets (>450 m). - Faciès grossiers et microconglomérats (25 à 30 m). Discordance
A _a	> 6000 m	Série inférieure (ou de l'Alcudia) : série détritique monotone de type flysch, où apparaissent localement des bancs de phthanites et où les schistes peuvent atteindre et dépasser la centaine de mètres.
Total	≥ 8000 m	

Tableau 1 - Coupe-type de l'Anté-ordovicien (Région d'Almadén, complétée par celle de Mestanza) d'après E. Bouyx (1969, 1970).

3 - STRUCTURES SÉDIMENTAIRES ET STRATIFICATION

La stratification majeure est plane et parallèle. La tectonique peut cependant faire apparaître une linéation comme le résultat de son intersection avec une schistosité oblique. Les stratifications mineures ne sont qu'approximativement planes, mais sont parallèles. Les stratifications obliques sont rares et sont mieux visibles sur la roche altérée que sur la roche fraîche.

Par suite du débit assez grossier, les figures de base et de surface de bancs ne sont guère visibles. En coupe, on note cependant des irrégularités du litage qui font supposer l'existence de marques basales, des galets d'argile repris dans des sédiments plus grossiers, enfin des conglomérats intraformationnels. L'arrondi des éléments de ces conglomérats fait penser que leur formation a eu lieu à un stade précoce, alors que le matériel n'était pas encore induré.

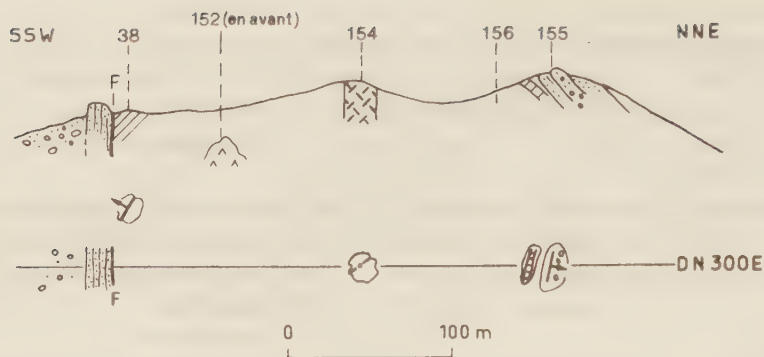


Figure 7 - Coupe et plan de l'affleurement de Ballesteros.
Du Sud vers le Nord, on rencontre des éboulis, le Quartzite armoricain très aminci par une faille, des schistes (C4-38), une diabase très altérée (C8-152), un niveau calcaire (C4-156), une grauwacke (C8-154), un conglomérat surmonté de grès roses (C4-155).

4 - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

a - FORMATIONS DE L'ALCUDIA (série inférieure de Bouyx)

La série de l'Alcudia est formée d'alternances très monotones de siltites, de grès fins et moyens (*). Selon l'endroit, c'est l'un ou l'autre type, ou encore des alternances de type flysch, qui prédominent, sans que cela se traduise par une image claire dans la représentation cartographique. Ce sont des roches indurées, de teinte gris olivâtre et d'éclat terne. La couleur varie en fonction de l'altération et du grain. Quelques recherches minières ont montré qu'à l'état frais (à quelques mètres de profondeur), ces roches étaient sombres et presque noires. Au PK 5 de la route d'Almadén à Cordoue (C8-14 [138 à 141]), on observe un changement brutal de la couleur le long d'une surface à peu près parallèle à la surface topographique actuelle. Ce changement de couleur est accompagné d'une modification de la composition chimique globale, portant surtout sur la valence du Fe, les alcalino-terreux et le Na. Les schistes peuvent être blanchis (environs de la fontaine du Chorillo, Almadén) et les grès colorés en beige. Cette altération qui aboutit à des teintes claires gris olivâtre, puis blanchâtres, est assez spécifique de l'Anté-ordovicien.

b - FORMATIONS DE L'ESTERAS (série supérieure de Bouyx)

Les conglomérats sont plus ou moins indurés et formés d'un ciment qui se révèle essentiellement quartzeux au microscope (grains anguleux ou engrenés) et de galets bien arrondis, de 0,5 à 1 cm (quartz laiteux, phanites et schistes en proportions variables). Le débit de ces roches est assez grossier, en plaquettes de quelques centimètres, bien qu'elles soient finement litées et rubanées.

Par ailleurs, on trouve des grès feldspathiques à ciment chloriteux et des grauwackes décrits par E. Bouyx (1969).

(*) Sauf précision, la terminologie des roches sédimentaires utilisée dans ce mémoire est exclusivement celle de l'Essai de Nomenclature des Roches Sédimentaires et de l'Essai de Nomenclature et de Caractérisation des Principales Structures Sédimentaires de la Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel.

Les minéraux individuels ne sont pas reconnaissables au microscope, à part les grosses phyllites soulignant la stratification et les plus fines soulignant la schistosité. Dans quelques échantillons, on note des grains clastiques qui annoncent un passage continu vers les grès précédemment décrits.

c - FORMATION DE BALLESTEROS (*)

Le grès grossier (C8-38) montre un granoclasement positif très net. Le ciment gris verdâtre contient à la base des bancs de galets de quartz et de phanites de 2 à 3 mm bien roulées dont les dimensions diminuent vers le haut. Avec ces bancs alternent d'autres, plus fins dont la teinte est plus claire.

5 - POSITION STRATIGRAPHIQUE

Rappelons les conclusions d'E. Bouyx (1969) qui place les séries inférieure (de l'Alcudia) et supérieure (de l'Estéras) dans le Précambrien supérieur, en admettant toutefois pour la dernière, la possibilité d'englober une partie du Cambrien inférieur.

Il convient en revanche de discuter de la position de la série de Ballesteros qui est nouvelle. Jusqu'à présent celle-ci s'est montrée azoïque (**) et on ne peut donc faire appel qu'à des arguments lithologiques. Les roches trouvées à Ballesteros sont : des conglomérats, des niveaux rouges et des calcaires.

Des calcaires sont connus :

- essentiellement dans le Géorgien, moyen et supérieur (Lotze, 1961, tabl. 12). Les faciès peuvent être très différents dans la région qui nous intéresse (calcaires bleus de la sortie nord d'Abenójar ou de la route C. Real - Tolède, PK 140) ; calcaires blancs de la Cueva de Los Muñecos, au Nord d'Abenójar ; enfin calcaires détritiques de Hinojosas que Bouyx propose de placer ici. Il est donc possible que l'on ait à faire à plusieurs niveaux, d'autant plus qu'aucun de ces affleurements n'a donné de fossiles et que même leur position structurale (à l'exception de celui d'Hinojosas) est mal connue (***). Signalons qu'à Usagre (Badajoz) un calcaire qui peut être rattaché à cet étage comporte une minéralisation mercurifère en stockwerk (voir deuxième partie, chapitre IV).

- dans le Précambrien, où ils sont signalés par A. Ferragne, (1968), en Galice et par R. Vegas (1968) en Basse Extramadoure. Mais dans la zone qui nous intéresse, et celle plus vaste étudiée par E. Bouyx (1969), aucun épisode carbonaté n'est connu dans le Précambrien.

Le calcaire de Ballesteros peut donc être rapporté à la série de Hinojosas, ou plus généralement aux calcaires du Géorgien.

Pour les conglomérats, la discussion est plus délicate puisque l'on en rencontre d'après E. Bouyx, trois niveaux :

(*) Le conglomérat et le niveau rouge sont décrits dans le paragraphe suivant, avec le Quartzite armoricain.

(**) La recherche de microfaune est en cours.

(***) D'après V. Crespo Lara et G. Tamain (1971), les calcaires interstratifiés dans l'Alcudien aux environs de Puertollano et d'Abenójar appartiendraient à un ou deux niveaux. La similitude du calcaire d'Abenójar et celui de Guadalerzas (Toledo) distants de 80 km, opposée à la différence entre le premier et celui de la Cueva de Los Muñecos, distants seulement de 8 km, démontre qu'il y a au moins deux niveaux.

- conglomérats interstratifiés dans l'Anté-ordovicien (Bouyx, 1969, p. 104, 124, 152, 163 et Bouyx, 1965).
- conglomérats du Villalonso (Bouyx, 1969, p. 128 et 272).
- conglomérats à la base du Quartzite armoricain (Bouyx, 1969, p. 175 et 197 et Bouyx, 1964).

Tous ces conglomérats ont des caractères semblables (ciment et composants lithiques) et de surcroît, se présentent plutôt comme lambeaux ou lentilles qu'en bancs continus. La présence à Ballesteros de schistes gréseux interstratifiés nous les fait placer dans la "série détritique" du Quartzite armoricain. La différence d'attitude observée entre le calcaire et le conglomérat est donc une discordance et non pas un simple jeu de la tectonique.

6 – CONCLUSION

L'Anté-ordovicien se caractérise par :

- la monotonie de sa lithologie, formée essentiellement d'alternances schisto-gréseuses et grau-wackeuses, puissantes de quelques milliers de mètres.

- l'existence de deux séries au moins, celle de l'Alcudia et celle de l'Esteras, séparées par une discordance. Il semblerait que cette dernière soit à son tour surmontée d'une ou de deux séries, réduites, autant en puissance qu'en extension, qui la séparent du Quartzite armoricain.

Il me semble plus enrichissant pour terminer, d'évoquer les problèmes que pose encore l'Anté-ordovicien :

- Dans la Péninsule ibérique, affleurent de nombreuses séries analogues à celles étudiées par E. Bouyx (1970). A l'occasion du programme de cartographie nationale (MAGNA) de l'Instituto Geológico, on peut espérer qu'une parallélisation soit enfin possible.

- Les travaux de E. Bouyx (1970) ont montré que les stratifications de l'Anté-ordovicien étaient indépendantes de celles du Paléozoïque. Pourtant, il n'est pas encore possible, compte-tenu de la monotonie lithologique et en particulier de l'absence d'horizons repères, de dégager le schéma tectonique anté-ordovicien. Or il a certainement exercé une influence sur la tectonique hercynienne et on n'aura une image complète de celle-ci qu'après avoir décelé la part qui revient à l'héritage anté-ordovicien.

B – QUARTZITE ARMORICAIN

Le Quartzite armoricain l.s. a été séparé de l'Ordovicien moyen et supérieur pour la facilité de la description. Ayant fait l'objet d'une étude approfondie et récente (Bouyx, 1970), il n'a été qu'effleuré par mes propres travaux et ne figure ici que pour compléter la stratigraphie régionale.

1 – MORPHOLOGIE DES AFFLEUREMENTS

Le Quartzite armoricain se présente de façon bien plus typique encore que l'Anté-ordovicien en formant les crêtes les plus élevées du paysage (1323 m dans la Sierra Madrona près de Fuencaliente, et plus modestement 966 m à la Peña Barrero, à 3 km au Nord de S. Benito, point culminant de la concession). On y trouve des peintures rupestres (Peña escrita de Fuencaliente, Virgen del Castillo à Almadén) et aussi des "specula" romaines, qui ont subi des "épigenèses" arabes et médiévales. Ces crêtes élevées, la puissance des bancs individuels, comme

celle de l'ensemble, la couleur rosâtre, enfin la quartzification permettent d'identifier sans erreur cette formation.

Le Quartzite armoricain forme sur le bord des synclinaux des affleurements continus, décalés par des failles transverses (synclinaux de Chillón et Guadalmez) ainsi que des fonds de synclinaux suspendus, au-dessus de l'Anté-ordovicien de la Serena, enfin le dôme situé à l'Est de Fontanosas. Ces affleurements, surtout lorsque le pendage atteint la verticale, sont entourés d'une ceinture d'éboulis très étendus qui masquent les contacts géologiques (voir Pl. I, fig. 2 à 6).

2 - SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

a - TRAVAUX DE E. BOUYX (1969)

D'après E. Bouyx (1964), le Quartzite armoricain a atteint son développement le plus complet dans la Sierra de Mestanza. Il en a donné une coupe détaillée, complétée en ce qui concerne les pistes, par une note ultérieure (Bouyx, 1966 a) et condensée dans le tableau 2. Cet auteur constate qu'à Almadén, le Quartzite armoricain commence seulement avec le niveau à Cruziana (0_{a5}).

b - OBSERVATIONS PERSONNELLES

Seuls quelques détails sont à ajouter aux lignes précédentes. Si la discordance cartographique entre Ordovicien et Anté-ordovicien n'est plus à mettre en doute, elle est cependant rarement visible sur le terrain. Le seul endroit où la discordance ait été mise en évidence est le Puerto de Niefla (Bouyx, 1970, fig. 39). Le contact discordant est encore mieux exposé dans la gorge de l'Arroyo de la Asperilla à l'Ouest de Chillón. Là on constate même l'absence du niveau à Cruziana (0_{a5}).

L'affleurement de Ballesteros a déjà été décrit (fig. 7). Sa partie nord semble être le seul témoin (*) de la série détritique de base et des schistes gréseux rouge violacé (indexés 0_{a1} et 0_{a2} dans ce mémoire), trouvés dans la partie occidentale de l'anticlinal de l'Alcudia. L'existence d'un lambeau aussi petit et isolé est mystérieux. Existe-t-il partout, masqué sous les éboulis ? Compte-tenu de sa puissance, cela serait possible, mais alors pourquoi n'apparaît-il pas dans la gorge de l'Arroyo de la Asperilla ? Il faudrait également admettre la disparition latérale des alternances de schiste rouge et de grès et celle des grès inférieurs (formation 0_{a3} et 0_{a4}), pour laquelle il n'y a pas d'indices à présent. Une origine tectonique ne semble pas plus vraisemblable, car si ce lambeau est situé dans un contexte d'écaillage et de chevauchement locaux, les distances qu'il faudrait faire intervenir sont sans commune mesure avec les phénomènes observés.

Si l'interprétation proposée : (partie calcaire de la série de Ballesteros : série de Hinojosas
partie schisto-gréseuse de la série de Ballesteros : niveaux 0_{a1} et 0_{a2})
est correcte, la succession observée sur le terrain (fig. 7) est conditionnée par la tectonique.

3 - STRUCTURES SÉDIMENTAIRES ET STRATIFICATIONS

Les observations restent très rares dans ce domaine et n'ont pas été poussées. Les stratifications majeures sont remarquablement planes. L'observation de la photo aérienne, qui est possible, compte-tenu de l'épaisseur des

(*) Quelques lambeaux de conglomérat affleurent à 1 km à l'Est de Ballesteros sur les collines surplombant le Valle de Alcudia.

0 _{a7}	50 m (150 m)	Alternance de schistes gréseux et de bancs de grès. Ces bancs de grès sont moins puissants que ceux du Quartzite à Cruziana (50 cm). On y trouve des ripple-marks, des pistes du type <i>Rouaultia rouaulti</i> , <i>Cruziana goldfussi</i> et <i>Rhyzophycus Hall</i> .
0 _{a6}	200/300 m	Grès supérieurs. Ces bancs sont très puissants (4 à 5 m) et sont formés d'une roche homogène à grain fin.
0 _{a5}	20/40 m (20 m)	Niveau à Cruziana. Bancs de grès minces (20 à 30 cm, parfois 50 à 75 cm) passées schisto-gréseuses, très dures et grès micacés en plaquettes. A la base inférieure de quelques bancs, on remarque de grandes pistes (<i>Cruziana furcifera</i> , <i>C. goldfussi</i>) et des Tigillites.
0 _{a4}	200/300 m	Grès inférieurs. Les bancs sont moins puissants (1 à 2 m) que ceux des grès supérieurs et contiennent de fréquentes intercalations de schistes gréseux. A la base, leur caractère détritique est souligné par la présence de grès graveleux.
0 _{a3}	20/40 m	Alternances de schiste rouge et de grès. Les bancs de grès sont minces à la base (10 à 20 cm) et deviennent de plus en plus importants au sommet (1 à 1,5 m). Les schistes diminuent corrélativement, ce qui fait passer insensiblement de la formation 2 à la formation 4.
0 _{a2}	35/80 m (5 m ?)	Schistes gréseux rouge-violacé. Ce sont des grès fins ou des pélites micacés (à muscovite) selon les bancs. Les pistes et terriers sont fréquents dans ce niveau, ainsi que des "incertae sedis" du type <i>Harlania</i> et des Lingulidés indéterminables.
0 _{a1}	30/50 m (10 m ?)	Série détritique de base, formée essentiellement de grès grossiers en bancs de 0,2 à 1 m, ayant parfois une stratification entrecroisée. A la base, on rencontre parfois un conglomérat à galets de quartzite ou de quartz pouvant atteindre 20 cm. Des grès à galets se rencontrent à tous les niveaux. Discordance
Total	555/860 m -	Pour Almadén : 435 m.

Tableau 2 - Coupe-type de l'Ordovicien inférieur (Sierra de Mestanza), tirée de E. Bouyx (1969, 1970).

Pour Almadén, les puissances sont données entre parenthèses.

N.B. - Les formations 4, 5 et 6 forment le "grès à cruziana" s. l.

bancs, qui atteint souvent 4 ou 5 m dans l'unité 0_{a6}, le confirme. Les stratifications internes sont peu visibles et généralement planes et parallèles, elles peuvent être soulignées par des placers fossiles de minéraux lourds (zircon, monazite, tourmaline et rutile d'après Bouyx, 1970, p. 136). Ces concentrations ont été étudiées du point de vue de leur teneur en uranium (Alia, 1956 ; Membrillera Membrillera et al., 1964).

Dans le niveau 0_{a7}, les ripple-marks sont fréquentes.

4 - PÉTROGRAPHIE

Nous commencerons la description par la formation de Ballesteros. Le poudingue (C8-33/2 [369]) est formé d'une matrice siliceuse brun rougeâtre contenant des éléments bien arrondis de l'ordre du centimètre. Les élé-

ments sont dans certains lits très aplatis et sont constitués essentiellement de quartz laiteux, et de rares schistes.

Les galets sont formés de quartz, de quartzites et plus rarement de schistes, dont certains sont gréseux. Les galets des deux premières catégories sont très fracturés et recimentés (chapelets d'inclusions presque droits).

Les grains détritiques qui apparaissent dans le ciment sont essentiellement constitués de quartz monocristallins et de rares zircons.

Le ciment est essentiellement sériciteux et ferrugineux.

Les niveaux rouges sont formés d'un matériel mal stratifié, de grain fin, couleur lie de vin dont le débit est noduleux.

Au microscope, cette roche apparaît comme un grès très fin.

Les grains de quartz ($\sim 100\mu$) sont très suturés, et en général entourés d'une couronne d'oxydes de Fe et/ou de phyllites. En outre, on note des phyllites (muscovite ? et biotite ? presque opaque) et des grains roulés de tourmaline.

Les parties à grain plus fin sont essentiellement constituées de phyllites (séricite) et d'oxydes de Fe.

Le quartzite supérieur (0_{a6}) (échantillon C8-36) présente l'image microscopique suivante :

Parmi les grains détritiques, le quartz est de très loin le plus abondant. Les limites de grains sont rectilignes. Ils contiennent de nombreuses inclusions qui donnent un aspect sale. Essentiellement monocristallins, ils présentent quelquefois une mosaïque.

Les zircons sont rares et bien arrondis. Le ciment est absent. Les fissures recristallisées sont très abondantes et indiquent une forte tectonisation.

5 - POSITION STRATIGRAPHIQUE

L'absence totale de fossiles dans le Quartzite armoricain oblige à une datation indirecte par deux voies :

- en l'encadrant par des formations datées ;
- en le comparant à des formations équivalentes, datées ailleurs.

L'encadrement ne permet pas de résoudre entièrement le problème. Les couches de passage (0_{a7}) sont, comme nous le verrons plus loin, immédiatement surmontées par du Llanvirn daté paléontologiquement. En revanche, les niveaux les plus inférieurs du Quartzite armoricain reposent en discordance sur les formations plus anciennes, en particulier les quartzites fossilifères de Cortijos de Malagón, datés du Géorgien supérieur (Lotze, 1961) (*) et le calcaire de Hinojosa attribué au Géorgien (Bouyx, 1970). Cet encadrement peut être resserré en faisant appel à la discordance qui sépare le Quartzite armoricain des formations géorgiennes. Son étendue montre qu'elle doit être mise en relation avec une phase tectonique, or la seule que l'on connaisse en Europe dans cet intervalle de temps est la phase sarde. Le Quartzite armoricain appartient donc à l'Ordovicien inférieur.

(*) C'est dans ce niveau que fut découvert en 1845 par C. de Prado, le premier fossile cambrien de la Péninsule, donc antérieurement au Cambrien du Pays de Galles (Lotze, 1961). A la suite de M. de Verneuil et J. Barrande (1855), cette série a longtemps été attribuée au Cambrien moyen (= Acadien).

Par comparaison, le Quartzite armoricain a toujours été parallélisé avec le niveau breton qui lui a donné son nom et qui est d'âge Arenig. Les schistes rouges découverts par E. Bouyx à Mestanza (1964) ont été placés par cet auteur dans le Tremadoc, par analogie de faciès avec les schistes pourprés de Bretagne et à la suite de la découverte d'une *Lingulella* sp. On retiendra donc un âge Arenig pour le Quartzite armoricain.

C – ORDOVICIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

1 – LITHOSTRATIGRAPHIE

a - AFFLEUREMENTS

Compte-tenu de la grande hétérogénéité du matériel formant l'Ordovicien moyen et supérieur, celui-ci constitue des paysages caractérisés par une crête centrale (Quartzite de canteras) entourée par deux dépressions, qui la séparent des crêtes du Quartzite armoricain d'une part et du Quartzite du criadero d'autre part. La première dépression correspond aux schistes à Calymène. Lorsque ceux-ci sont verticaux, ils affleurent à peine, car ils sont recouverts par les éboulis du Quartzite armoricain et les ruisseaux sont repoussés à la limite des schistes et des alternances plus dures qui les surmontent. Au contraire, lorsque leur pendage est plus faible (Huerta del Llano-Chillón, ou le Quintillo-Almadenejos) ils forment des étendues molles où les pointements sont nombreux et où chaque pluie dégage quantité de fossiles.

La crête centrale est bien moins puissante et élevée que celle du Quartzite armoricain et ses hiatus plus fréquents. La deuxième dépression, correspondant aux niveaux supérieurs de l'Ordovicien est moins marquée. Si son pendage est faible, elle donne lieu à un relief plus accidenté, comme à l'Ouest de Fontanosas. Le niveau calcaire qu'elle contient est presque toujours marqué par des tranchées de carrière (voir Pl. I, fig. 2 et 5).

b - COUPE-TYPE (fig. 8)

Au Sud de Chillón, l'Ar. de la Villa offre une coupe en surface, allant du Dévonien supérieur à l'Anté-ordovicien. La tectonique la complique cependant légèrement et l'affleurement n'est pas continu. En revanche, une galerie d'exhaure qui débouche au Sud de la mine d'Almadén dans la vallée de "Juan Gil" offre une coupe complète sur près de 800 m de puissance. Cette galerie a pu être remontée jusqu'au niveau du puits S. Sebastian, aujourd'hui hors d'usage et obturé en surface. La coupe levée (fig. 9) est décrite en détail dans l'annexe. Sa synthèse aboutit au tableau 3 et à la partie marquée "l.d." de la figure 8.

c - STRUCTURES SÉDIMENTAIRES ET STRATIFICATIONS

A /Stratifications

Les stratifications majeures sont en général planes et régulières, mais dans toute la série, les stratifications mineures sont rarement visibles, même dans les roches argileuses. Dans les grès, elles sont soulignées par des différences de teinte.

B /Figures directionnelles

Dans l'ensemble, elles sont rares à part quelques ripple-marks dans le niveau 0_f , et des figures basales dans le niveau 0_c .

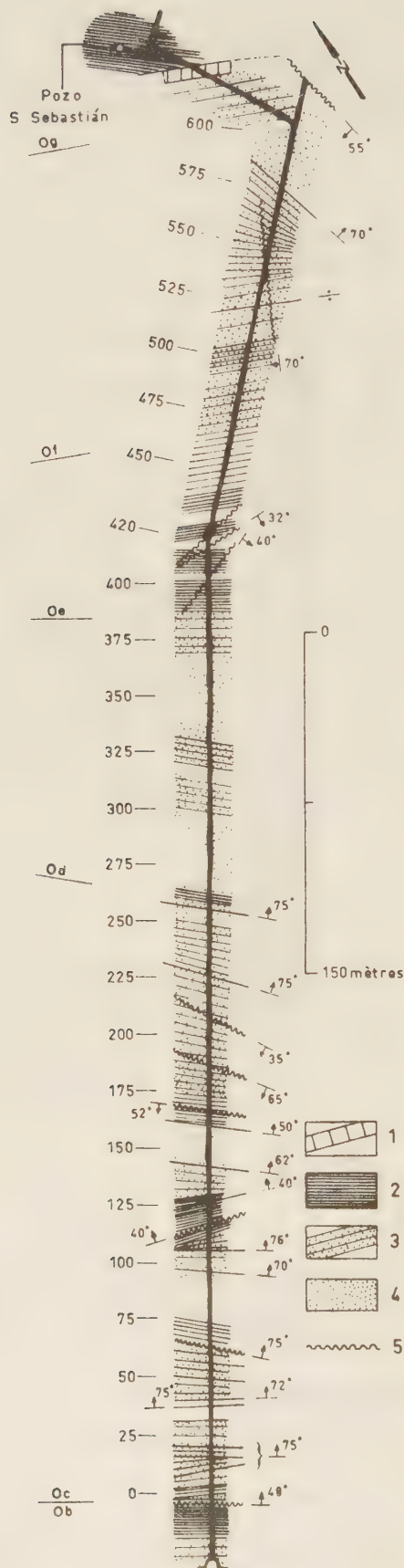


Figure 9 - Coupe de l'Ordovicien de la galerie du Chorillo. Figurés : 1 - dolomie ; 2 - argilites et shales ; 3 - alternances d'argilites, de shales avec des grès et des quartzites ; 4 - grès et quartzites ; 5 - failles.

0 _g	100 m	Argilites du mur : argilites noirâtres, s'enrichissant progressivement vers le haut en passées détritiques plus grossières et claires, donnant un aspect rubané.
0 _f	160 m	Calcaire : très impur, à grain fin ou recristallisé, fossilifère et de couleur bleuâtre (2 à 5 m). Alternances schisto-gréseuses supérieures : elles apparaissent progressivement à partir de la formation inférieure.
0 _e	180 m	Argilites intermédiaires : argilites noirâtres à nodules de pyrite.
0 _d	125 m	Quartzite "Canteras" : bancs de quartzite pur de 10 à 50 cm de puissance.
0 _c	300 m	Alternances schisto-gréseuses inférieures : sept passées schisteuses de quelques mètres à 30 m, sont séparées par des alternances d'argilites et de grès.
0 _b	200 m	Argilites à Calymene : argilites avec une faune très riche à plusieurs niveaux. Horizons à nodules. Eventuelle passée de quartzite dans la partie inférieure.
0 _{a7}	-	Alternances d'argilites gréseuses et de bancs de grès. - p. mémoire -
Total	965 m	

Tableau 3 - Coupe-type de l'Ordovicien moyen et supérieur (région d'Almadén).

C/ Figures d'origine biologique

S colithus (Tigillites) - Quelques spécimens ont été rencontrés dans le Quartzite de canteras à 100 m à l'Est du col du PK 7 de la route de Valdemanco.

Bioturbations - L'argilite dolomitique (0_f) affleurant au pont du PK 11,5 de la route de Saceruela montre une stratification très dérangée par des animaux fouisseurs. Dans toute la série ordovicienne, ces figures sont fréquentes et ont été notées avec une netteté toute particulière dans les alternances inférieures au voisinage de la mine "Las Minetas" à Garlitos (Badajoz), où ces dernières ont subi un métamorphisme de contact.

Dans les deux cas, il s'agit de figures indiquant une faible profondeur d'eau et des conditions littorales.

D/ Figures diagénétiques

"Cone in cone" - A. Born (1916) cite ces structures qui seraient fréquentes et apparaîtraient dans certains niveaux des schistes à Calymene qui sont alors azoïques. Il y aurait exclusion mutuelle entre ces structures et la présence de fossiles. En plus des cônes, il y a souvent des rainures à section prismatique triangulaire (Coalescence de plusieurs cônes ?). Je n'ai pas étudié les gisements fossilifères de Born et n'ai pas rencontré ailleurs des formes semblables.

Concrétions et nodules - Ils sont fréquents dans les schistes à Calymene et sont souvent formés autour de fossiles, en particulier des Trilobites (concrétions), mais peuvent ne pas en contenir (nodules). Leur as-

pect extérieur ne permet pas de les différencier. Ils sont généralement ellipsoïdaux, aplatis et leur dimension ne dépasse pas 7 cm pour le plus grand diamètre et 3 cm pour le plus petit. Ces nodules ont été rencontrés en particulier : à la Huerta del Llano dans la tranchée de l'ancienne route Chillón-El Borracho, dès la descente ; au sommet des alternances supérieures apparaissent des concrétions beaucoup plus volumineuses que celles des schistes à Calymene et qui sont généralement formées autour d'un Bryozoaire et contiennent souvent des Dictyonema. Ces fossiles sont très limonitisés et difficiles à déterminer. Ces concrétions ont été rencontrées aux points suivants : carrières à chaux de Valfrio (Chillón) ; carrières aux environs du PK 8 de la route Chillón-El Borracho, route d'Almadenejos à Saceruela par Gargantiel, aux environs du pont situé à 1 km au Nord de ce dernier village.

Sphéroïdes - Les alternances inférieures renferment en plusieurs endroits des sphéroïdes analogues à ceux décrits dans les sables et grés aptiens de Carniol (Blanc et Brochier, 1969). De beaux exemples apparaissent dans la tranchée des routes Almadén-Ciudad Real (PK 24, 8) et Fontanosas - Gare de Fontanosas (PK 3, 5), ou dans la tranchée du chemin de fer au Sud d'Almadenejos (PK 269, 7).

d - SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

A/ Subdivision

L'étude du profil du socavón del Chorillo permet de regrouper la succession des couches en un certain nombre d'unités lithostratigraphiques qui sont données dans le tableau 3. Le bien-fondé de cette subdivision a été constaté sur plusieurs coupes partielles, ainsi qu'au cours des levés cartographiques.

B/ Puissance

La puissance d'ensemble de l'Ordovicien moyen et supérieur est de l'ordre de 950 m. Dans la coupe de la galerie du Chorillo, on n'observe que des failles directionnelles, qui tendraient à réduire la puissance d'une manière incontrôlable. En revanche, la carte géologique montre que la distance normale entre les différents bancs de quartzite varie quelque peu. Plutôt que de voir des phénomènes sédimentaires dans ces variations latérales de puissance, on peut les expliquer par une tectonique tangentielle qui a produit des écaillages dans les roches compétentes (quartzites) et des épaisissements dans les roches incompétentes.

e - LES INTERCALATIONS VOLCANIQUES

Les intercalations volcaniques sont fréquentes à travers tout le Paléozoïque et on les rencontre dès l'Ordovicien. Pour conserver une homogénéité interne au plan du mémoire, on ne mentionnera que celles connues dans la concession même, et seulement leur position stratigraphique, leur pétrographie et géochimie devant être abordées dans le chapitre suivant.

Absentes à Almadén même, ou du moins non observées par moi, on rencontre des effusions volcaniques aux endroits suivants :

Schistes à Calymene : bancs interstratifiés et plissés harmoniquement avec les schistes aux environs du PK 22 de la route d'Almadén à Ciudad Real ; tufs apparemment interstratifiés, à la base de cette formation aux mines d'Antoñita et de Perla (environs de El Borracho).

Alternances inférieures : des pointements volcaniques sont cités par E. Marquez Triguero (1961, 1963) dans ce niveau. Compte-tenu des phénomènes de métamorphisme de contact cités par cet auteur, de la section lenticulaire ou ronde de ces pointements et enfin de la fraîcheur de certains d'entre eux, il semble plus prudent de les considérer comme des intrusions.

Schistes du mur : à l'exception du banc repère, situé au toit de ces schistes dans la mine d'Almadén, je ne connais d'intercalations effusives à l'intérieur de ce niveau que dans la coupe de l'Arroyo de la Villa. Là, on peut observer une coulée de 1,70 m de puissance.

2 - PÉTROGRAPHIE

a - CALCAIRE

Le calcaire ashgillien peut se décrire le mieux à partir d'un type courant, qui semble passer latéralement à d'autres roches : dolomie ou shale dolomitique. Ces distinctions sont apparues macroscopiquement sur le terrain et ont été confirmées au laboratoire. Faute de temps, l'étude paléogéographique de ce niveau, à partir de la géochimie, de la minéralogie, et peut-être avec le concours de la paléontologie est remise à plus tard et seule la question de l'isochronie sera abordée à propos de la paléogéographie de l'Ordovicien.

A l'oeil nu, le type courant apparaît comme un calcaire cristallin, gris bleuâtre, à tendance bioclastique.

Echantillon : A5-1 ("Calera" - Carrière à 1 km au Sud du PK 29 de la route Almadén - Ciudad Real).

Le fond de carbonates microcristallins contient de rares grains de quartz roulés et une grande quantité de tests, intacts ou brisés, de Bryozoaires, d'Ostracodes, d'Encrines, ainsi que des plaques d'Echinodermes et des spicules d'Eponges calcaires.

Une surface d'émersion a été notée, marquée par une accumulation de débris fossiles. Des stylolites sont visibles au microscope.

b - DOLOMIE

Elle a été rencontrée pour la première fois dans la galerie du Chorillo, où elle se présente sous forme de roche grise, légèrement caverneuse, formée de 80 % de dolomite et de 10 % de calcite. Dans la vallée de l'Arroyo del Peñoncillo, elle apparaît plus blanche et massive avec des mouches de galène. Entre ces deux affleurements, distants de 13 km, elle n'apparaît pas.

Echantillon : Chorillo [91] (galerie du Chorillo-Almadén).

A la binoculaire, on note l'aspect saccharoïdal et la teinte gris brunâtre de cette roche. Elle est parsemée de taches fauves qui entourent en général des géodes de quelques millimètres, tapissées de rhomboèdres plus clairs de dolomite (*). Les parties exposées dans la galerie portent des cristaux de gypse (★) de quelques 0,1 mm. La texture est massive et sans litage, mais fait apparaître quelques joints stylolithiques.

Au microscope, la roche se montre constituée d'un fond de cristaux de carbonates (dimension : 100 μ), xénomorphes, indentés et "salis" par de fines inclusions sombres. Ce fond contient des amas clairs de carbonates en cristaux plus gros et limpides. Quelquefois, les pigments sont repoussés aux limites des grains. Ces amas sont lenticulaires et plus ou moins orientés selon une même direction, sans que l'on puisse affirmer qu'il s'agit de la stratification. L'âge tardif de ces amas est démontré par les cristaux du fond englobés dans des cristaux particulièrement gros de ces amas, qui recoupent aussi des alignements de pyrite. Ce fond contient quelques phyllites, les unes de faible biréfringence (chlorites ?) sont plus ou moins parallèles entre elles et aux amas clairs, ou sont disposées dans des fissures obliques (stylolithes ?), les autres sont plus grandes et beaucoup plus biréfringentes (illites ?). Les deux sont tordues. La pyrite est constituée de cristaux toujours cubiques, isolés ou en grappes. L'amas le plus important est associé à des lamelles de gypse secondaire, en partie tordues. La stratification est marquée par la disposition des phyllites en fines lamines discontinues, celle de la pyrite et celle des parties recristallisées.

Cette dolomie a un rapport $R (\text{CaO \%} / \text{MgO \%}) = 1,59$ et $R' (\text{Ca \%} / \text{Mg \%}) = 1,89$. Elle correspond donc à une "dolomie légèrement calcaire" dans la terminologie de G. V. Chilingar (1957).

(*) Vérification aux Rayons X par F. Lhote, après détermination visuelle.

c - SHALE DOLOMITIQUE

Le shale dolomitique a une teinte bleuâtre et montre en section dressée de nombreux terriers de fousseurs.

Echantillon : A2-44 [174] (Pont au PK 11,1 de la route d'Almadén-Sacruela).

Le fond est constitué de carbonates microcristallins, de grains de quartz détritiques, subanguleux (sans accroissements) et d'illite dont les paillettes sont limpides et fraîches, généralement tordues et quelquefois entourées de mouches d'oxydes de fer. Le sphène est abondant et ses sections automorphes montrent qu'il a, au moins en partie, été néoformé par réaction d'un minéral titané avec le milieu calcaire.

Ce fond renferme des Trilobites, des Gastropodes et quelques tests silicifiés (*).

d - QUARTZITE

Les quartzites et argilites sont les constituants les plus abondants de la série ordovicienne. Comme échantillon type, on prendra le Quartzite de canteras, bien que de nombreux bancs plus minces de la série soient également quartzitisés.

Echantillon : Chorillo [106] (Galerie du Chorillo-Almadén). Niveau : Quartzite de canteras.

La roche est constituée presque exclusivement de quartz, en grains subanguleux, bien calibrés, très fracturés et contenant beaucoup d'inclusions solides. Les accroissements diagénétiques sont rares, les minéraux lourds aussi : zircon subsphérique et surtout tourmaline, qui est à travers toute la série la plus abondante. Elle est caractérisée par une couleur brun-vert. Le ciment est pratiquement absent mais dans d'autres échantillons, on constate des néoformations d'illite, en paillettes non tordues ou des ciments carbonatés.

La roche est à grain fin et sa texture est quartzitique, avec une faible interpénétration des grains.

A d'autres niveaux de la série ont été observés des plagioclases, toujours rares, non zonés et très frais, dans une roche de grain beaucoup plus fin, avec un cortège de minéraux lourds plus abondants.

e - GRÈS QUARTZITE

Des bancs de grès-quartzite ont été trouvés et correspondent à une étape intermédiaire dans la quartzification.

Echantillon : Chorillo [107] (Galerie du Chorillo-Almadén). Niveau : Quartzite de canteras.

La composition minéralogique est identique à celle de l'échantillon précédent. La texture en diffère nettement : les grains sont bien calibrés à l'intérieur d'un lit, mais la granulométrie varie de lit en lit. La quartzification ne se développe que dans les zones sans ciment. Le ciment est constitué par un fond de pigments noirs et de phyllites faiblement biréfringentes, sans doute des chlorites. La stratification est soulignée par l'alternance des lits et par quelques grandes illites néoformées.

f - GRÈS

Ils sont rares dans l'Ordovicien.

Echantillon : Chorillo [159] (Galerie du Chorillo-Almadén). Niveau : alternances inférieures.

(*) Ce gisement est en cours d'étude par W. Hamman (Würzburg).

La composition minéralogique est semblable à celle des deux précédentes descriptions. Les quartz sont toutefois plus anguleux. Le ciment argilo-carbonaté est très abondant.

La comparaison des quartzites, grès-quartzites et grès a montré que la quartzification s'est développée préférentiellement dans les niveaux contenant peu ou pas de ciment.

g - ARGILITES

Les argilites forment une part importante de l'Ordovicien, et en particulier trois niveaux dont les détritiques plus grossiers sont pratiquement absents. Seules des nuances permettent de les distinguer sur le terrain, mais une carte lithologique basée sur ces différences légères est parfaitement valable. Le terme d'argilite a été retenu pour désigner ces roches à grain fin, peu litées, sans structure foliacée véritable, qui les eût fait appeler schistes.

Echantillon : Chorillo [95] (Galerie du Chorillo-Almadén). Niveau : alternances supérieures.

Un matériel argilo-carbonaté cimente les grains détritiques : quartz anguleux, rares plagioclases et phyllites. Des illites (100μ) se développent préférentiellement dans les parties fines. Le litage est souligné par ces illites et par des pigments sombres, qui sont plissotés.

Voici un autre exemple :

Echantillon : Sondage S.M.M. Penarroja n° 3 (Puebla de D. Rodrigo). Niveau : "Schistes" à Calymene.

Le fond très fin, est constitué par des phyllites enchevêtrées, peu litées. Le quartz détritique est rare et les phyllites néoformées absentes. La masse est fortement pigmentée en brun sombre et les petits globules de pyrite sont fréquents.

Deux directions, à peine marquées, peuvent être notées : l'une correspond à la stratification, l'autre à une schistosité oblique.

D'un échantillon à l'autre, le quartz détritique peut varier en abondance, mais les plagioclases restent toujours rares. Dans quelques lames, la pigmentation se concentre en petits globules. Plusieurs générations de phyllites peuvent quelquefois être reconnues : les plus anciennes sont déchiquetées, tordues et pigmentées par des oxydes de Fe, les plus récentes limpides et rectilignes. Dans une lame, on a remarqué que ces dernières se développent préférentiellement dans les parties les plus fines. Le ciment devient quelquefois argilo-carbonaté. La texture est toujours faiblement marquée, mais présente des variations d'un échantillon à l'autre. Deux schistosités ont été vues exceptionnellement, mais des rebroussements et plissotements sont courants. Les bioturbations sont assez fréquentes et témoignent de la faible profondeur de la sédimentation. Les terriers sont remplis de sédiments plus grossiers et particulièrement riches en matière organique.

L'étude systématique de la minéralogie des argiles n'a pas été entreprise, mais quelques diffractogrammes ont montré que le spectre changeait peu et révélait régulièrement du quartz, de la chlorite et un mica, sans qu'il soit possible de préciser ce dernier terme, qui est vraisemblablement une muscovite. Il s'agit donc essentiellement d'argiles détritiques, provenant de la destruction de roches plutôt que de sols, repris dans un nouveau cycle d'érosion. On remarquera toutefois que d'après les observations de G. Dunoyer de Segonzac (conférence à Nancy, 1972) une telle paragenèse est l'aboutissement de la diagenèse d'argiles variées. Les mesures de la cristallinité de l'illite, seront traitées dans le prochain chapitre. Les phyllites soulignant les timides schistosités obliques, observées çà et là, ont en revanche, une origine indubitablement tardive. La pyrite est constante dans toute la série, sous des formes très variées (cubes isolés, framboïdes ou nodules), mais elle est généralement limonitisée.

L'ensemble des argilites a révélé à l'analyse chimique la présence de matière organique. Il s'agit de substances charbonneuses qui n'ont pu être extraites, ni au chloroforme, ni à la soude normale, après agitation mécanique d'une heure, mais qui ont été isolées après attaque acide. Cette question est examinée plus en détail à propos du métamorphisme et des schistes graphiteux.

3 - LA DOLOMITE DU CHORILLO

a - LE PROBLÈME

Le voisinage de la partie dolomitisée du calcaire avec la minéralisation mercurifère mérite que l'on y prête attention. Les supports matériels des deux phénomènes sont géométriquement distincts, séparés par une centaine de mètres de schistes du mur, mais leur superposition stratigraphique sur une même verticale est pour le moins troublante, si l'on replace par la pensée, les couches dans leur position horizontale primitive.

D'un strict point de vue chronologique, il y a quatre possibilités pour le moment de la formation de la dolomite. Elle peut en effet :

- 1 - Être de précipitation directe ;
- 2 - résulter du remplacement, avant la lithification, du niveau calcaire ;
- 3 - Être le fruit d'une métasomatose du calcaire, par apport de Mg (cette métasomatose a pu se produire avant, pendant ou après la minéralisation mercurifère) ;
- 4 - représenter les parties protégées d'un lessivage météorique du Mg qui se serait produit à d'autres endroits, laissant du calcaire. Ce départ aurait pu se faire, comme l'apport du Mg envisagé dans la possibilité (3), avant, pendant ou après la minéralisation mercurifère.

La discussion suivante sera menée à partir de la mise au point récente de A. Michard (1969) et de la synthèse de A. Bernard (1959).

En fait, A. Michard (1969) s'est intéressé aux dolomites stratoïdes de grandes dimensions, plutôt qu'aux zones localement dolomitisées, liées géométriquement à certains gîtes minéraux. En revanche, T. Lovering (1969) s'est intéressé, plus spécialement à ces zones. Ces dolomitisations locales à basse température ($< 100^{\circ}\text{C}$), seraient le produit de la réaction sur des calcaires, d'eaux vadoses dont le rapport Ca/Mg est adéquat et qui auraient subi un réchauffement local dans des dômes thermiques. Ainsi s'expliquerait une certaine indépendance, entre la dolomitisation et la minéralisation.

b - TENTATIVE DE DATATION RELATIVE DE LA DOLOMITISATION

A. Bernard (1959) a eu l'occasion de s'intéresser longuement aux dolomies, en tant que support (pro parte) de la minéralisation plombo-zincifère sous-cévenole et a ainsi été conduit à la compilation d'une vaste littérature couvrant ce sujet. Reprenant des travaux russes, il retient la classification suivante pour les dolomies : syngénétique, de précipitation directe ; diagénétique, de dolomitisation pendant la consolidation ; épigénétique, de dolomitisation postérieure à la consolidation, et propose ensuite un certain nombre de critères distinctifs, que j'ai résumés dans le tableau 4. L'examen de ce tableau montre les arguments en faveur des trois premières hypothèses. On peut simplement ajouter quelques remarques en faveur de celles-ci :

Hypothèse 1 (origine syngénétique) :

Grain relativement fin du fond ($< 40\mu$) ; litage, peu visible mais conservé ; éléments détritiques quasi-absents ; la dolomie fait partie d'un niveau qui présente plusieurs faciès ; existence de dolomite dans le shale dolomitique et dans des affleurements éloignés (argument important).

En revanche, on constate l'absence d'évaporites (le gypse en faible quantité est secondaire). La forme des grains (indentés et xénomorphes) n'est pas typique.

Hypothèse 2 (origine diagénétique) :

Présence de stylolithes ; concentration des parties plus pures et grossières en taches parallèles au litage ; litage peu visible.

CARACTÈRES	SYNGÉNÉTIQUE		DIAGÉNÉTIQUE		ÉPIGÉNÉTIQUE	
Pâte	fine					
Structures reliques			fréquentes	-	fréquentes	-
Grains (forme)	réguliers		irréguliers, engrenés	+	très irréguliers	
Grains (taille)	< 10 μ		grands		grands	
Pigmentation			noire, nombreuses inclusions fines	+		
Éléments détritiques	rares	+				
Structure	compacte	?			vacuolaire	?
Texture					poeciloblastique	(+)
Porosité primaire	faible	?				
Homogénéité	grande	+				
Stratification interne	très nette	+	confuse		non apparente	-
Stratification externe	nette	+	conservée	+	non apparente	-
Continuité	grande	?			discordance	?
Faune	azoïque	+	moulages	-		
R. associées	argiles	+	calcaires	-	calcaires	-
	évaporites	-				

Tableau 4 - Critères distinctifs des dolomies syngénétiques, diagénétiques et épigénétiques, compilées par l'auteur d'après A. Bernard (1959). Le signe + indique que ce caractère a été trouvé dans la dolomie du Chorillo, le signe - que son absence est nettement constatée.

Hypothèse 3 (origine épigénétique) :

Existence de poeciloblastes (rares) ; aspect massif ; existence dans la mine de filonnets dolomitiques (non rencontrés entre la mine et la dolomie).

Aucune des trois hypothèses ne s'applique d'emblée : on peut considérer que la dolomite du Chorillo est probablement syngénétique et qu'elle a subi une recristallisation diagénétique importante. Une origine épigénétique ne correspond pas aux faits. Un argument important a pourtant fait défaut, argument qui aurait sans doute été décisif : l'observation de la continuité latérale et des relations de congruence avec le calcaire.

Si la formation synsédimentaire actuelle de dolomite est très rare, elle est cependant attestée par suffisamment d'exemples (Michard, 1969). Les températures élevées, démontrées par la faune des calcaires ont certainement constitué un facteur favorable. Par contre, il est difficile d'expliquer, compte-tenu de l'environnement où l'on ne trouve ni évaporites, ni aragonite (ancienne ou conservée), quel est le processus d'enrichissement en

Mg. Une précipitation rapide des sels de Ca est en général le mécanisme le plus courant d'une augmentation du rapport Mg/Ca, mais en attendant qu'une paléogéographie plus détaillée soit élaborée, on peut seulement supposer des conditions locales spéciales.

Hypothèse 4 (altération météorique).

Si la dolomie n'était présente que dans la galerie du Chorillo, on pourrait en effet penser qu'elle a été protégée d'une dédolomitisation. Mais en surface dans le vallon de l'Arroyo del Peñoncillo à Almadenejos, soit à 13 km à l'Est, cette dolomie est également connue. En outre, bien que des exemples de dissolution sélective de la dolomite soient connus, et soient en général d'origine superficielle (Michard, 1969) ils sont rares. Dans notre cas, en dehors de l'argument déjà invoqué, elle semble peu probable pour les raisons suivantes :

- la solubilité de la dolomite est toujours inférieure à celle de la calcite, quelle que soit la température, et ceci dans des solutions de ClNa ou de bicarbonate (Michard, 1969). Par ailleurs, les échantillons de calcaires recueillis en surface sont massifs, et ne montrent aucune porosité qui pourrait traduire une dissolution, alors que la dolomie est légèrement caverneuse.
- le calcaire n'est pratiquement pas magnésien et sa dolomitisation exigerait donc une réduction de volume importante.

L'hypothèse de la dédolomitisation des calcaires par altération superficielle peut donc être rejetée d'emblée.

c - CONCLUSIONS

En l'absence d'autres renseignements de terrain, on peut considérer la dolomite du Chorillo comme syngénétique mais ayant subi une recristallisation importante. Il n'apparaît pas de continuité géométrique entre le gisement, mais par anticipation sur le chapitre I, deuxième partie, on remarquera l'existence de dolomite à l'intérieur de la zone minéralisée. En revanche, il y a peu de chance que deux phénomènes quasi uniques, la minéralisation mercu-
rifère et la dolomite, apparaissent fortuitement à la même verticale. Aussi peut-on voir là une persistance de conditions sédimentologiques spéciales ayant abouti d'une part à une dolomite et d'autre part à un ensemble de caractères ayant permis la minéralisation.

4 -- PALÉONTOLOGIE

Les nouvelles découvertes et précisions ont déjà été publiées (Saupé, 1971 a) et il suffit de dégager ici les caractères généraux de la faune. Dans l'ensemble, elle traduit des conditions peu profondes.

Cela est particulièrement vrai pour le niveau calcaire dont la faune semble correspondre à un milieu très oxygéné, mais se vérifie pour la plupart des autres niveaux. La présence de Cystidés, animaux fixés, montre l'existence d'une eau peu profonde au moment du dépôt des schistes à Calymene. Les Graptolithes eux-mêmes ne sont plus considérés comme indices de mers profondes et peuvent résulter d'accumulations sub-littorales d'animaux morts. Les Brachiopodes, fixés, vivent en milieu benthique, or l'apport continu des détritiques devait se traduire par une eau trouble réduisant la luminosité du fond. La profondeur des niveaux qui les contiennent ne pouvait donc dépasser quelques dizaines de mètres. Les seuls fossiles traduisant des conditions du grand large sont les Trilobites, mais leur mélange avec des éléments benthiques peut s'expliquer par un transport "post mortem".

En revanche, on peut se demander pourquoi les fossiles sont aussi rares dans toute la colonne. Les conditions anérobies, indiquées par la couleur sombre des sédiments et la pyrite, peuvent en être tenues pour responsables.

5 - SYNTHÈSE

a - CALAGE DE LA SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

A/ Stratigraphie proposée

Le calage proposé précédemment (Sauté, 1971a) peut être modifié de la manière suivante, en fonction de découvertes stratigraphiques publiées entre temps (D. Carré et al., 1970 paru en 1972).

- Ashgill : Og pro parte ou entièrement,
calcaire terminant Of ;
Caradoc : Of (à l'exception du calcaire terminal),
Od (partie supérieure) ;
Llandeilo : Od (partie inférieure), Oc, Ob (partie supérieure) ;
Llanvirn : Ob (partie inférieure) ;
Arenig : Oa ;
Tremadoc : partie de la série de Ballesteros ?
(Les niveaux dont les noms figurent en écarté, ont été datés à Almadén).

B/ Limites

La limite inférieure de l'Ordovicien - il est sans intérêt de séparer l'Ordovicien moyen et inférieur - se place en dessous du Quartzite armoricain. Cette limite n'est pas définie rigoureusement du point de vue stratigraphique. En effet au Sud de la Virgen del Castillo existe le niveau à Cruziana Oa₅ (Bouyx, 1969), alors qu'à quelques kilomètres plus à l'Ouest, dans la gorge de l'Ar. de la Asperilla, on observe le contact entre l'Anté-ordovicien et les "grès supérieurs" (Oa₆). C'est le seul point de la concession où ce contact ait pu être observé, car il est en général masqué par des éboulis.

La limite supérieure ne peut être tracée exactement, aussi le plus simple est-il de suivre la proposition de A. Almela et al. (1962) et de la placer à la base du Quartzite du criadero.

b - COMPARAISONS AVEC LES ZONES LIMITROPHES

La partie orientale de la Sierra Morena est à l'heure actuelle particulièrement bien connue, grâce aux travaux de G. Tamain (1967) et de ses collaborateurs (Chauvel et al., 1969 ; Carré et al., 1970) ainsi que de quelques élèves de F. Lotze (Buttenweg, 1968 ; Kettel, 1968, Richter, 1967). Dans la partie médiane se placent les travaux de E. Machens (1954), R. Merten (1955), K. Weggen (1955) et K. Redlin (1955) également dirigés par F. Lotze, et alignés sur un méridien. Une deuxième série située plus à l'Ouest est constituée par les travaux de J.P. Bard (1969), H. Bochmann (1956), H.J. Kelch (1957). Sans entrer dans les détails des variations latérales de chaque niveau (surtout en ce qui concerne la puissance), on constate une grande homogénéité d'allure pour le Sud de la Péninsule ibérique, et en particulier à l'intérieur de la zone Est-lusitano-alcudienne.

La seule différence notable est introduite par la présence d'un quartzite intra-llandeilien connu dans la Sierra Morena orientale. C'est le "quartzite inférieur" du Centenillo (Chauvel et al. 1969) dont la puissance dépasse 200 m. Comme cette coupe type a été levée en mine, on ne peut mettre en doute l'existence de ce niveau, qui de surcroît a été trouvé à Corral de Calatrava (Greiling, communication orale) et en partie à Fuencaliente (Redlin, 1955). Il aurait 3 m à S. Benito (Puschmann, 1967b) mais manque complètement à Herrera del Duque (Puschmann, 1970b). A Almadén, ce quartzite peut être : - caché sous les éboulis du Quartzite armoricain ; - inexistant par suite d'une disparition latérale.

La deuxième éventualité est plus probable. En effet, dans les zones où les pendages sont faibles, comme aux environs de Fontanosas, il devrait apparaître et il n'a pas été observé, à l'exclusion peut-être d'un petit banc de quartzite dans le vallon au pied du PK 265 de la ligne de chemin de fer Madrid-Badajoz. D'autre part, J. Chauvel et al. (1969) soulignent la similitude ("tant par le lithofaciès que par la faune contenue") des schistes "botella",

situés au-dessus du quartzite inférieur avec les Schistes à Calymene des PK 23 et 24 de la route Almadén-Ciudad Real. Enfin, on remarquera que ces observations montrent une diminution de puissance d'Est en Ouest allant jusqu'à la disparition : une variation de 200 m sur une centaine de kilomètres n'a rien d'exceptionnel.

On ne saurait manquer de rappeler la ressemblance du profil lithographique examiné avec celui de la Bretagne, ressemblance soulignée déjà par Barrois (1882). L'analogie s'étend d'ailleurs à la bordure horizontale du Hoggar (Tassilis internes), quels que soient les mouvements relatifs qu'aient pu subir ces différentes régions.

D — SILURIEN (★)

1 — LITHOSTRATIGRAPHIE

a — AFFLEUREMENTS

Le Silurien forme en général une nette dépression entre la barre du Quartzite du criadero, et celle plus haute du Quartzite "de la base du Dévonien". L'érosion a en général dégagé les bancs de laves et de grès, en faisant disparaître ceux de schistes, plus tendres. Cependant lorsque les deux quartzites sont suffisamment rapprochés, en particulier lorsque les couches sont redressées à la verticale, les éboulis de quartzite ont tendance à tout masquer et on ne trouve alors plus que des pointements isolés (Voir Pl. I, fig. 2 et 5).

b — COUPE-TYPE

La base du Silurien, formée d'après la convention des auteurs espagnols par le Quartzite du criadero, sera examinée en détail dans le chapitre I de la deuxième partie, ainsi que les formations qui l'encadrent immédiatement. La meilleure coupe du Silurien d'Almadén peut être levée à l'Est du village, au PK 3 de la route de Ciudad Real (Annexe 1 et fig. 10). Elle sera présentée ici et complétée pour les parties terminales par des observations faites sur la vieille route de Chillón, commençant à la mine et passant par la Huerta del Rey. Cette coupe est aussi bonne que la précédente, mais compliquée dans sa partie supérieure par un redoublement du Quartzite de la base du Dévonien, à la suite d'un écaillage qui a provoqué un épaississement des parties schisteuses.

La synthèse des observations de terrain, complétées par anticipation à partir du chapitre I de la deuxième partie en ce qui concerne le Quartzite du criadero, est présentée dans le tableau 5.

c — STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

A / Nodules des schistes à Graptolithes (★★)

Dans les schistes à Graptolithes, on connaît des nodules dolomitiques (localement appelés "gorrones" = parasites) dont la forme extérieure est un ellipsoïde de révolution aplati parallèlement à la stratification, plus rarement

(★) Le terme de Gothlandien est remplacé par celui de Silurien d'après la décision du Comité de Terminologie du Silurien et de l'Ordovicien (Comptes Rendus du XXe Congrès Géologique International, Part XXVIII, p. 291). Mais par suite des avatars successifs du terme "Silurien", il eût été plus sage de l'abandonner. Originellement il comprenait le Cambrien, l'Ordovicien et le Gothlandien, puis seulement les deux derniers termes et enfin est devenu synonyme de Gothlandien.

(★★) Ce sont des nodules hétéromorphes dans la terminologie d'A. Lombard (1956). Ils correspondent aux boulders of "clay slate" de R. W. Van der Veen (1924).

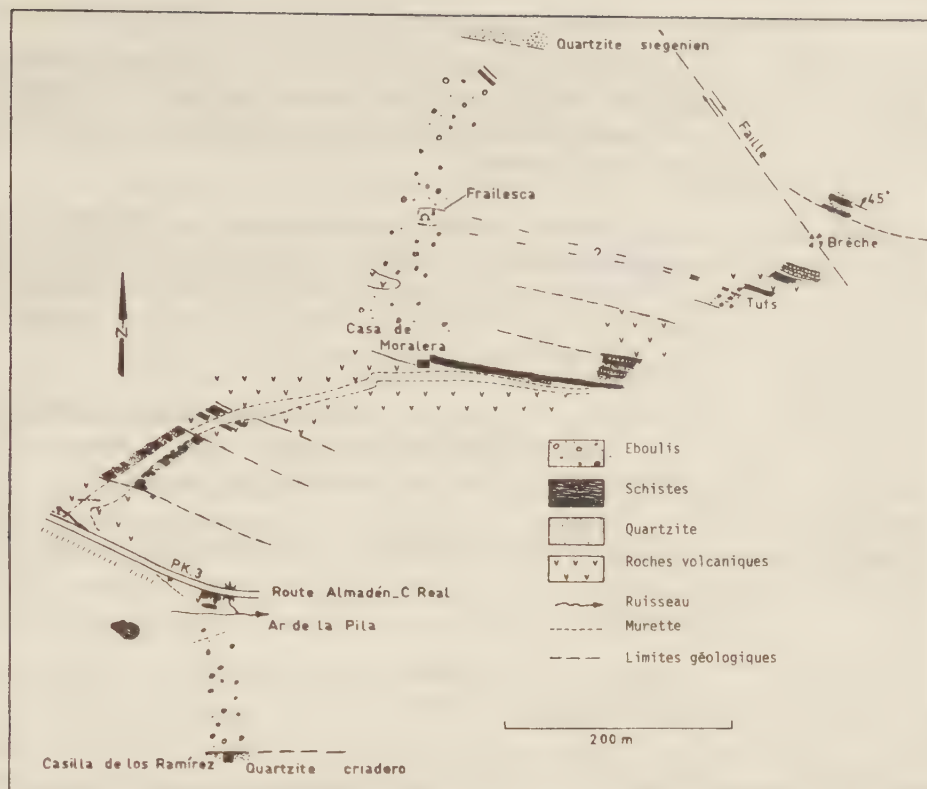


Figure 10 - Coupe du Silurien dans les environs d'Almadén.

sphérique. Le grand diamètre est généralement de l'ordre de 25 cm et peut exceptionnellement atteindre le double. L'aplatissement varie de 0,4 à 1. Ils présentent une stratification interne remarquablement plane, qui ne s'infléchit même pas en s'approchant des bords. Cette stratification est soulignée par des fossiles et des concrétions, plus clairs que le fond et concentrés en lits. Quelques fossiles dépassent le centimètre mais n'ont pu être dégagés pour détermination. Ils sont tous remarquables par la minceur de leurs coquilles. Quelques monocristaux (cubes) et amas de pyrite parsèment le fond.

Au microscope, le fond des nodules (échantillon AL 14-83 [453]) est constitué de carbonates (dolomite) xénomorphes, très fins (15 μ), dont les grains sont séparés par des pigments (matières organiques ?) qui ont aussi pénétré dans les clivages. Il en résulte une texture très homogène. Ce fond contient des éléments figurés très variés : Gastropodes (au test mince : s'agit-il de faciès lagunaire ou de dissolution post-mortem ?), Foraminifères globuleux, Algues encroûtantes, pyrite (exclusivement la forme } 100 { , à bords remarquablement rectilignes ou en gradins, elle peut se développer à cheval sur des coquilles et a alors un contact en "golfe et péninsule" avec la dolomite) et grains de quartz détritiques, corrodés par les carbonates.

Les nodules sont souvent entourés d'une croûte de pyrite, et d'après C. de Prado (1855), de cinabre, ce que je n'ai pas pu vérifier. Les "schistes carburés" se moulent autour de ces nodules (accordance) et forment un recouvrement extérieur sur lequel on reconnaît souvent des Graptolithes. Ces nodules n'apparaissent que dans les schistes, mais ne sont pas liés à un horizon déterminé. La forme régulière, le parallélisme entre litage interne, section principale et stratification (schistosité) de l'encaissant, ainsi que l'absence de nodules d'un grand diamètre inférieur à une quinzaine de centimètres et enfin leur forme de révolution, voire leur sphéricité et même la constance de leur apparition sur de grandes étendues démontrent à l'évidence qu'il ne s'agit pas de galets. La lithification, en une fois, de lits déposés successivement, indique un léger retard de la formation de ces nodules par rapport à la

G _c	200 m	Alternances schisto-gréseuses, renfermant quelques recurrences volcaniques, dont un niveau pyroclastique analogue à la "frailesca". Elles passent insensiblement au quartzite de la base du Dévonien. Localement, il y a des faciès d'émersion.
G _b	450 m	Alternances volcano-sédimentaires. Coulées de laves allant de quelques décimètres à plusieurs dizaines de m de puissance, alternant avec des schistes et des alternances schisto-gréseuses. Les sédiments sont gris ou noirs, et riches en pyrite. Les schistes de la base sont carburés et contiennent des Graptolithes ainsi que des nodules dolomitiques.
G _{a4}	30 à 40 m	Quartzite supérieur : quartzite généralement noirâtre, avec des nodules de pyrite à certains niveaux. Limite supérieure franche ; limite inférieure transitionnelle vis-à-vis de la formation sous-jacente.
G _{a3}	10 m	Argilites intermédiaires, argilites noires, carburées à la base. Grès Noir.
G _{a2}	15 m	Quartzite inférieur : quartzite généralement blanc, à limites très franches. Interlits argileux à la base.
G _{a1}	0,1 à 0,5	Niveau volcanique du mur.
Total	710 m	

Tableau 5 - Coupe-type du Silurien (à Almadén).

sédimentation, formation cependant rapide, puisque l'induration était achevée lors de la compaction, qui n'a plus affecté le litage. L'absence de zonage concentrique, à l'exception de celui de la pyrite, montre ainsi que la mise en place du matériel carbonaté a été rapide, ou du moins que sa composition n'a pas eu le temps de changer avant l'induration. La stratification plane sans dérangements démontre les conditions de calme au fond et même la faible intensité de la vie animale (pas de fousseurs). L'enrobage schisteux tendre les a protégés des influences ultérieures en empêchant les dissolutions, comme les contraintes mécaniques. Ces nodules sont donc diagénétiques (*) et leur dolomite peut être considérée comme primaire.

Ces nodules sont assez typiques des schistes à Graptolithes, puisqu'ils ont été trouvés dans des endroits aussi éloignés que La Carolina (en compagnie de G. Tamain) ou la Sierra de Terruel (Turnit, 1967). A l'altération, ils semblent disparaître rapidement, car on ne les trouve pas fréquemment en surface. On connaît enfin des nodules entièrement pyriteux dans la mine (à une vingtaine de mètres en dessous de l'horizon à nodules dolomitiques) mais que l'on ne rencontre jamais en surface. Pour cette raison, ils seront décrits au chapitre I de la deuxième partie.

(*) Vraisemblablement diagénétiques tardifs, puisque d'après N. M. Strakhov (1957), on ne les connaît dans les sédiments actuels qu'aux niveaux plus profonds.

B/ Stratifications et figures sédimentaires du Quartzite du criadero

La stratification majeure est plane et les bancs d'épaisseur inégale, mais ils présentent de grandes régularités et continuités latérales. Des différences de couleurs font apparaître quelquefois des stratifications internes régulières et planes, et plus rarement encore des stratifications entrecroisées.

C/ Figures sédimentaires des alternances schisto-gréseuses

Elles sont rarement observables. Au point A2-100, à l'Est du PK 7 de la route d'Almadenejos à Gargantiel, on note les figures basales suivantes : marques de courant, de type flute cast, accompagnées d'une fine linéation, des marques d'éraflures et d'affouillement et enfin de traces animales.

d - LA SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

A/ Subdivisions

Les profils levés peuvent être regroupés de la manière proposée dans le tableau 5. Les membres inférieurs Ga_1 à Ga_4 sont bien individualisés et présentent en général des limites bien définies, à l'exception du passage progressif Ga_3 / Ga_4 . Les subdivisions G_b et G_c sont plus floues. Leur séparation ne peut être tenue en première approximation pour isochrone, car rien ne permet d'affirmer qu'un dernier niveau volcanique ait eu une grande extension. Cette subdivision s'est surtout révélée utile au cours de la cartographie.

B/ Puissance

Le Silurien d'Almadén a une puissance de l'ordre de 700 m, dont la moitié au moins semble constituée de roches volcaniques. La tectonique tangentielle rend difficile les comparaisons de puissance, et on observe ainsi à Almadén une diminution d'environ 200 m de la distance qui sépare le Quartzite du criadero de celui de la base du Dévonien sur 4 km de distance (entre la coupe du PK 3 présentée ici et celle de la vieille route de Chillón). Cette réduction est due à un redoublement du quartzite de la base du Dévonien. Dans l'ensemble, la série semble cependant beaucoup plus puissante à Almadén que dans les environs : à Torrecampo (Puschmann, 1967b) donne 100 m pour cet ensemble et à Herrera del Duque (Puschmann, 1970a), la puissance semble du même ordre de grandeur.

e - LES INTERCALATIONS VOLCANIQUES

Dans la partie moyenne du Silurien, celles-ci sont suffisamment développées pour avoir justifié leur regroupement en une unité lithostratigraphique séparée. Leur extension horizontale semble plus grande que celle des effusions ordoviciennes : elles se rencontrent sur le pourtour complet du synclinal de Chillón, et en partie celui de Guadalmez (sur le flanc Sud de celui-ci, les affleurements sont rares, pour des raisons physiographiques). A S. Benito, on connaît des formations volcaniques siluriennes rares, mais leurs relations avec les sédiments n'ont pas pu être délimitées. La carte gravimétrique soulignera d'ailleurs cette concentration locale du volcanisme.

2 - PÉTROGRAPHIE

La pétrographie des formations siluriennes est analogue à celle de l'Ordovicien. Les termes inférieurs seront décrits plus en détail dans le chapitre I de la deuxième partie. On pourra donc se contenter ici de voir les principaux types pétrographiques qui le composent : quartzites, grès, schistes plus ou moins carburés et nodules dolomitiques.

Un banc mince de grès conglomératique, rencontré sur un chemin à 750 m à l'Est de la caserne de la Guardia Civil d'Almadén, donc en dehors de la coupe, mérite attention. Les galets de quartzite qu'il contient sont bien arrondis et atteignent 1 cm. Il témoigne de l'existence de terres émergées situées à faible distance.

3 ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE DU SILURIEN DE LA MOITIÉ MÉRIDIONALE DE LA MESETA IBÉRIQUE EN ESPAGNE

La présente étude bibliographique ne concerne donc que les zones suivantes de F. Lotze (1945) : - zone Est-lusitano - alcudienne ; - zone ossa - morénique ; - zone sud-portugaise.

Compte-tenu de la liaison stratigraphique des minéralisations mercurifères au quartzite de base du Silurien, la paléogéographie de ce système sera développée en détail, mais il est évident que la même synthèse pourrait être tentée pour les différents horizons du Paléozoïque. Cette étude bibliographique devrait aboutir à une comparaison sur le terrain, permettant d'éliminer le facteur personnel et de porter l'attention sur certains facteurs, négligés dans les descriptions classiques. Par suite de la disparité des descriptions, on se contentera d'une carte synthétique (fig. 11) et de la liste des auteurs :

- A (*) - El Centenillo (Tamain, 1964, 1966 et 1967)
 - Nord de Ciudad Real (Merten, 1955 ; Weggen, 1955)
- B - Ciudad Real (Machens, 1954)
- C - Fuencaliente (Redlin, 1955)
- D - S. Benito (Puschmann, 1967 b)
- E - Herrera del Duque (Puschmann, 1967 b)
- F - Synclinal du Guadarranque (Ramirez Ramirez, 1955)
- G - Helechal (communication orale H. Puschmann - observations personnelles)
- H - Magacela (Hernandez Pacheco et Ramirez Ramirez, 1956)
- K - Cáceres (Boschmann, 1956)
- L - Sierra de S. Pedro (Kelch, 1957)
 - Cordoue (Maas, 1957)
- M - Alange (Hernandez Pacheco, 1958)
- N - El Berrocal (Sos Baynat, 1962)
- P - Cazalla de la Sierra (Simon, 1951)
- Q - Llerena, Azuaga, Guadalcanal (Fricke, 1952)
- R - Sierra de Aracena (Bard, 1969)
- S - Nord de la province de Huelva (Gonzalo Tarín, Choffat in Hernandez Sampelayo, 1942 ; Guittierrez Elorza et Hernandez Enrile, 1965)
- T - Villanueva de Las Minas (Baselga et al., in Hernandez Sampelayo, 1942)
- U - S. Domingo (Pruvost, in Hernandez Sampelayo, 1942).

Trois faits se dégagent de la synthèse des travaux cités :

- le quartzite de la base du Silurien (équivalent latéral de notre Quartzite du criadero) n'est pas présent partout. Souvent, il y a continuité entre les argilites Ashgill et les ampélites. La tectonique n'y est peut-être pas étrangère, mais plus probablement il y a là des lacunes de sédimentation, à l'image de ce qui peut être vu à petite échelle à Almadén (fig. 12).

- les ampélites à Graptolites semblent exister partout où il est logique de les prévoir, c'est-à-dire là où le Dévonien est connu, et bien sûr en d'autres endroits où la série ne monte pas jusqu'à ce dernier système. En revanche, il est impossible pour l'instant d'étudier la répartition des zones de Graptolites, qu'il serait illusoire de vouloir traiter à partir de la bibliographie. L'étude de cette répartition, en renseignant sur l'isochronie ou sur l'hétérochronie de la limite quartzite-ampélite, aurait permis de comprendre les déplacements de rivages de cette époque. Une hétérochronie de cette limite lithostratigraphique a été montrée par P. Trurnit (1967) dans la Sierra de Tremedal.

(*) Les lettres renvoient à la figure 11.

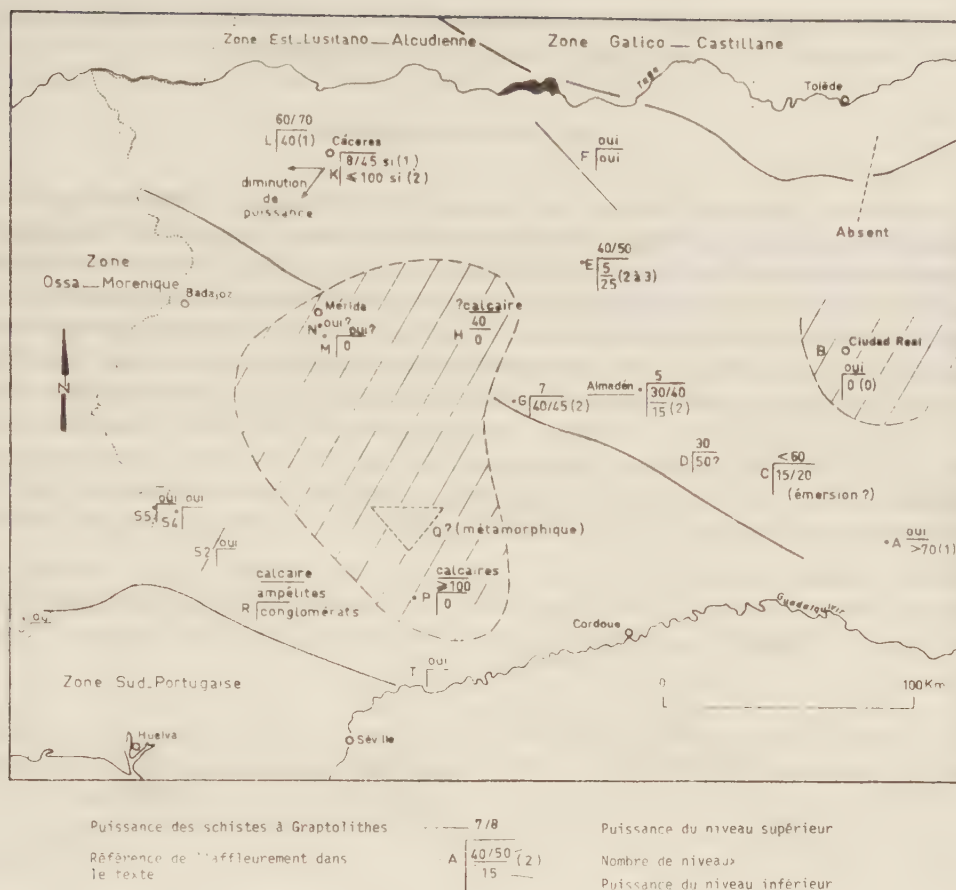


Figure 11 - Répartition du Silurien dans la moitié sud de la Meseta ibérique d'après les auteurs. Le Quartzite du criadero est absent des zones hachurées.

- le calcaire du Silurien terminal (Wenlock) ne semble exister qu'au SW de la vaste zone étudiée.

L'image d'ensemble qui se dégage de ces observations est celle d'un relèvement brutal d'un socle donnant lieu sans transition à une sédimentation plus grossière (quartzite de la base du Silurien), par un rajeunissement des reliefs fournissant le matériel détritique et/ou un rapprochement des rivages. Les deux zones où n'existe pas le quartzite (fig. 11) pourraient alors correspondre à des parties de la mer trop éloignées de ces reliefs pour que les sédiments grossiers puissent les atteindre (effet de barrières en creux ?). Pour l'instant, les variations latérales sont mal connues, à part dans la région de Cáceres, où les travaux de Bochmann s'intègrent bien dans la présente synthèse, et dans la Sierra de Tremenal (Trumit, 1967).

Les ampélites correspondent à une sédimentation plus calme qui semble avoir recouvert uniformément tout le Sud de la Péninsule. Il n'est pas évident qu'elles correspondent à une profondeur très grande et pourraient simplement traduire des conditions très eutrophiques. C'est en fin de compte une mer peu profonde, de type épicon-tinental, avec des bassins et des rides, qui semble répondre le mieux à l'image que l'on peut se faire de cette région au Silurien.

4 - ETUDE DES VARIATIONS LATÉRALES DU QUARTZITE DU CRIADERO À L'INTÉRIEUR DE LA CONCESSION

a - REMARQUE PRÉLIMINAIRE

Le Quartzite du criadero affleure sur une longueur d'environ 170 km à l'intérieur de la concession, compte-tenu de manière approximative des plis de deuxième ordre. L'éventualité d'une origine précoce de la minéralisation mercurifère, entrevue il y a quelques années (Saupé, 1967 ; Maucher et Saupé, 1967) m'a fait étudier plus en détail les variations latérales du niveau porteur. La cartographie de terrain permet rapidement une découverte encourageante : l'amincissement du Quartzite du criadero sur le flanc nord du synclinal de Chillón, aboutissant à sa disparition, (expliquée par une faille par Almela et al., 1962), s'intègre bien dans une carte isopache. Les levés ont porté sur le pourtour du synclinal de Chillón et sur le flanc nord du synclinal de Guadalmez, soit 40 km levés au 1/32 000e, dont une quinzaine de kilomètres au 1/10 000e, sur une largeur moyenne de 1 km, et complétés par quelques coupes dans les environs. Pratiquement tous les affleurements de ces zones, de quelque nature qu'ils soient, ont été étudiés. Ces levés seront publiés sous une forme qui reste à préciser avec l'Instituto Geológico y Minero de España.

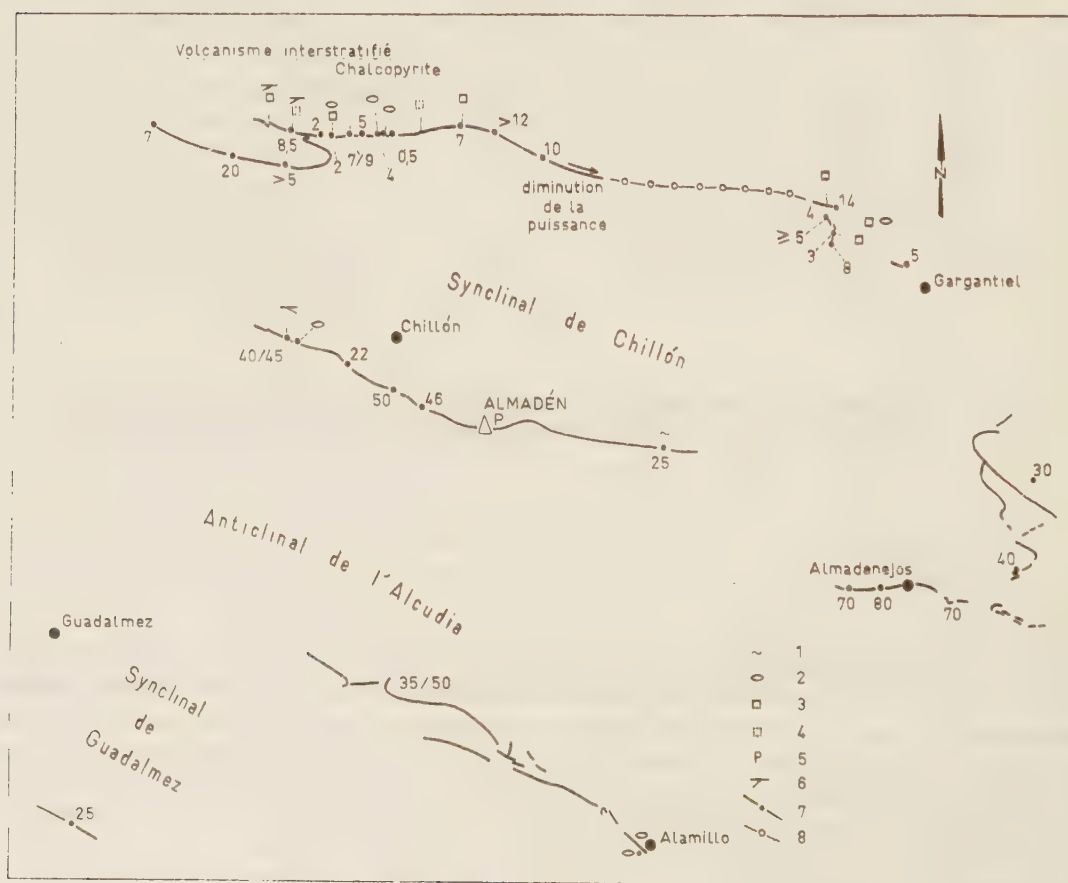


Figure 12 - Carte sédimentologique du Quartzite du criadero dans la partie centrale de la concession. Chiffres : puissances apparentes du quartzite. Figurés : 1 - ripplemarks ; 2 - galets d'argile ; 3 - limonite (ancienne pyrite) abondante ; 4 - limonite (ancienne pyrite) ; 5 - pyrite ; 6 - stratifications entrecroisées ; 7 - points où la puissance apparente est mesurable ; 8 - absence du banc de quartzite.

Toutes les observations de terrain ont été représentées sur la figure 12. Seront examinées les répartitions de trois facteurs : - puissance apparente et nombre de bancs ; - structures sédimentaires ; - minéralisations autres que celles de mercure. Leur signification sera dégagée.

b - LA PUISSANCE APPARENTE

La puissance apparente a été mesurée le long de quatre alignements (fig. 12) et une variation sensible de cette puissance apparente a été notée. Il semblerait que la puissance réelle ne soit pas trop écartée de ces valeurs, mais ce travail a évidemment été gêné par le fait que les résultats des sondages réalisés depuis 1966, n'ont pu être inclus à temps. Ils auraient permis de vérifier si les deux puissances se correspondent effectivement. On constate que du Nord vers le Sud, les épaisseurs croissent puis décroissent, le maximum correspondant au flanc sud du synclinal de Chillón. Le flanc nord de ce synclinal montre des fluctuations qui vont jusqu'à la disparition sur quelques kilomètres de long.

c - FIGURES SÉDIMENTAIRES

Ont été rencontrées avec une certaine fréquence les figures suivantes : des galets d'argile pris dans les quartzites, des stratifications entrecroisées et des traces de nodules dissous. Les premiers se rencontrent essentiellement dans les parties où le quartzite a une puissance réduite, annonçant ainsi la proximité de zones argileuses soumises à l'érosion.

Les stratifications entrecroisées sont en général peu nombreuses sur le même affleurement et inexploitable. Les nodules dissous correspondent sans doute à des nodules pyriteux, placés avec leur plus grande section diamétrale parallèlement à la stratification. Au point S8-34 (*), on les voit avec des dimensions variant de 1 à 5 cm, le plus grand ayant une section équatoriale de 23 x 29 cm. Leur forme les distingue facilement des galets d'argile.

A Fuencaliente, ont été trouvées des figures de sédimentation interprétées comme des traces de gouttes de pluie (Redlin, 1955). On aurait donc là une preuve d'émersion.

d - MINÉRALISATIONS AUTRES QUE CELLES DE MERCURE

La figure 12 montre qu'en de nombreux endroits, le Quartzite du criadero est (ou a été) minéralisé en pyrite. Celle-ci n'a été trouvée conservée que dans des excavations, dans le village d'Almadén même. Ailleurs, on ne connaît que des épigénèses en limonite, mais il semble que la pyrite s'est localisée préférentiellement dans les zones où le quartzite est plus mince : le flanc nord du synclinal de Chillón.

Une fouille a été ouverte dans le parage "Contadero" (à 7,5 km au NE d'Almadén) sur des filonnets de sulfures (**). D'après les terriils, les roches encaissantes sont des roches volcaniques et des quartzites noirs ressemblant à ceux du criadero. La position stratigraphique de cette fouille n'est cependant pas bien définie : elle apparaît dans la partie basale de la série volcanique silurienne, mais aucun graptolithe n'y a été rencontré. En revanche, on trouve des schistes légèrement noduleux, traduisant un métamorphisme de contact dont l'agent est ignoré. Celui-ci pourrait donc être à l'origine des sulfures.

(*) A l'Ouest de la côte 507 (Los Cuchillos, Chillón).

(**) La paragenèse est la suivante : minéraux primaires : galène prédominante, blende brune, pyrite et chalcoprite subordonnées ; minéraux d'altération : malachite, limonite ; minéraux de gangue : quartz et dolomite.

En revanche, à La Carolina (Jaén), d'après une communication orale de G. Tamain, on connaît des sulfures de Pb-Zn dans le Quartzite de la base du Silurien. Ces renseignements sont trop minces, pour que l'on puisse parler d'une zonalité des sulfures à l'intérieur de cet horizon de quartzite.

e - CONCLUSION

A l'intérieur de la concession, le Quartzite du criadero représente le résultat de la sédimentation sur un fond marin irrégulier de faible profondeur. Les anciens creux ont été remplis de sable. Dans les zones hautes, la sédimentation est restée argileuse, et il y a passage continu des argilites de l'Ashgill aux schistes siluriens, sans épisode de plus grossier. Les zones à dépôt uniquement argileux ont alors elles-mêmes été soumises à une érosion qui a fourni les galets mous. En faisant une entorse à la règle que je m'étais donnée d'envisager la métallogénie seulement dans la deuxième partie, on pourra remarquer que les épaisseurs réduites du Quartzite du criadero sont caractérisées par d'abondants points de limonite, que c'est là où a été rencontré l'indice de plomb du criadero et qu'au contraire, le mercure apparaît là où le quartzite est particulièrement puissant. La discussion de ces points sera cependant faite plus tard seulement.

5 - PALÉONTOLOGIE

a - NIVEAUX FOSSILIFÈRES : SCHISTES À GRAPTOLITHES

La première mention de Graptolithes à Almadén et dans la Sierra Morena est due à C. de Prado (1855), et trois auteurs s'y sont plus spécialement intéressés : W. Henke et R. Hundt (1926), E. Habermelner (1931) et enfin P. Hernandez Sampelayo (1926 a et b, 1960).

L'observation de contradictions (*), d'erreurs de détermination, de l'emploi du même nom par deux auteurs pour désigner des fossiles différents, d'erreurs dans la zonéographie (**) (Henke et Hundt, 1926, revus par Habermelner, 1931) et de polémiques virulentes (Habermelner, 1931) m'ont amené à recueillir moi-même un certain nombre de Graptolithes et à les soumettre à un spécialiste impartial. Une remarque peut encore être faite à propos des anciennes déterminations : à partir du moment où une espèce a été découverte pour la première fois, on la retrouve dans les déterminations ultérieures, ce qui montre une certaine dépendance des auteurs vis-à-vis de leurs prédécesseurs.

A. Almela et al. (1962) ont observé de nombreux gisements et présentent un grand nombre de déterminations. Sans me lancer dans une recherche systématique, j'ai donc rassemblé de nombreux exemplaires soumis à M. A. Philippot, dont les déterminations ont fait apparaître des espèces nouvelles pour cette région (Saupé, 1971 a).

Ces niveaux à Graptolithes renferment d'autres fossiles : Ptéropodes, Rhynchonella aff. wilsoni et des Lamelibranches (Hernandez Sampelayo, 1960 et Almela et al., 1962). Ces fossiles apparaissent seulement dans les schistes plus gréseux, et non dans les schistes carburés. Comme on les retrouve dans les nodules dolomitiques de ces derniers, on peut penser que leur absence dans les schistes est due à une destruction, plutôt qu'à des raisons écologiques.

(*) W. Henke et R. Hundt (1926) écrivent que M. dubius, Suess caractérise les zones 15/16 de Lapworth (soit 22 à 25 de Elles et Wood) p. 212
16/18 de Lapworth (soit 24 à 31 de Elles et Wood) p. 213
alors qu'il caractérise la zone 33 d'Elles et Wood pour A. Almela et al. (1962).

(**) Voir la remarque sur la détermination des Didymograptus.

b - CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Dans la concession, le Quartzite du criadero n'a fourni aucun indice de vie jusqu'à présent (*). Le milieu détritique, longuement remanié, n'est certes pas favorable à la conservation de restes d'animaux. Mais l'absence même de traces ou de bioturbations, fait que l'on peut se demander si le Quartzite ne représente pas un milieu complètement azoïque. La reconstitution paléogéographique de ce milieu devra donc s'appuyer sur la sédimentologie.

Les schistes carburés sont caractérisés par des Graptolithes et des macrofossiles. Les premiers sont de plus en plus considérés comme caractéristiques de milieux peu profonds, de vasières en particulier, qui, si elles n'ont pas constitué leur milieu de vie, en ont du moins formé leur milieu d'accumulation, de dépôt et de fossilisation. La minceur des coquilles des macrofossiles traduit, soit une dissolution "post mortem", soit un milieu confiné, situé au voisinage du niveau de la mer.

D'un point de vue plus général, on est frappé par deux phénomènes à propos des Graptolithes :

- La zonéographie des Graptolithes d'Elles et Wood ne se retrouve pas intégralement, comme il ressort des déterminations du Professeur A. Philippot. En revanche, ce spécialiste a souligné la grande similitude des associations fauniques d'Almadén et de Bretagne et de la répétition, dans ces deux secteurs, des mêmes exceptions à la zonéographie classique. J. Agard et al. (1958) avaient déjà pu tirer des conclusions analogues pour le Rif.
- On pouvait penser un moment, après les premières déterminations de faunes à Graptolithes, que la transgression du Llandovery moyen était synchrone et rapide dans tous les territoires qui constituent actuellement le tour de la Méditerranée occidentale. Cette transgression correspond aux zones 20/22 dans le Rif, et se retrouve aux mêmes niveaux en Petite Kabylie et en Catalogne (Agard et al., 1958). A Almadén, c'est encore le même niveau. En fait, les passages latéraux observés par Trurnit (1963), en Sierra de Tremedal, et les décalages dans la transgression de la mer à Graptolithes notés par P. Legrand (1964) en Algérie, montrent bien que la transgression n'est pas synchrone.

6 - SYNTHÈSE

Cette synthèse est bâtie sur les observations de terrain de la concession, et par anticipation sur celles plus détaillées de la mine, en ce qui concerne une faible partie de la séquence (voir chapitre I de la deuxième partie).

a - CALAGE DE LA SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

A/Stratigraphie proposée

Elle correspond à celle suggérée ailleurs (Saupé, 1971 a) :

Downton : Gc pro parte ;
Wenlock : Gc pro parte ;
Ludlov : Gb et Gc pro parte ? ;
Llandovery : Ga et Gb pro parte.

B/Limites

La limite inférieure du Silurien ne peut être tracée actuellement, faute d'argument paléontologique. A. Almela et al. (1962), la placent conventionnellement à la base du Quartzite du criadero, alors que G. Tamain

(*) A Fuencaliente ont été trouvés des Bivalves indéterminables (Redlin, 1955).

(1971) considère celui-ci comme le dernier événement de l'Ordovicien et achevant ce système par une séquence négative. Je me rangerai plus volontiers à l'avis des auteurs espagnols pour plusieurs raisons.

- Le contact net entre Argilites du mur et Quartzite du criadero, montre que la séquence négative n'est pas un phénomène continu, mais qu'un événement brutal a produit la régression donnant naissance au Quartzite.
- Le calcaire Ashgill est surmonté de 100 m d'argilites azoïques qui sont donc au moins ashgilliens, et peut-être siluriens dans leur partie supérieure. Les Graptolithes les plus anciens, trouvés immédiatement au toit du Quartzite, appartiennent à la zone 19, et plutôt à la zone 20/22 et sont donc du Llandovery supérieur.

Comme aucune trace d'émersion n'a été rencontrée à Almadén, il semble donc plus plausible de placer, avec A. Almela et al. (1962), le Quartzite du criadero dans le Silurien. Compte-tenu de la courte durée des glaciations récentes, comme du temps réduit qui peut suffire à la sédimentation de quelques dizaines de mètres de sables, l'absence d'une phase glaciaire ne semble pas devoir intervenir dans la discussion (*).

Sans en tirer argument pour placer le Quartzite du criadero dans le Llandovery, on peut rappeler l'existence dans la Sierra de Tremedal, de Graptolithes du Birkhill inférieur (c'est-à-dire du Llandovery inférieur) entre les deux niveaux du quartzite Llandovery, équivalent de notre Quartzite du criadero. L'isochronie des deux niveaux est en effet probable, mais n'est pas démontrée.

La limite supérieure du Silurien n'est pas plus précise : les Graptolithes les plus récents que j'ai trouvés sont du Wenlock inférieur (au mieux du Ludlov, pour Almela et al., 1962). Comme ils n'apparaissent que dans les alternances volcano-sédimentaires (G_b), on est donc sans indications quant aux alternances schisto-gréseuses (G_c). Dans ce niveau, on connaît à S. Benito une faune indéterminable, peut-être d'affinités emsiennes (Puschmann, 1967b). Le Quartzite "de la base du Dévonien" a fourni une faune du Siegénien. On retrouve donc un problème très débattu en Europe : celui de la limite Silurien-Dévonien, sur lequel A. Almela et al. (1962) avaient déjà attiré l'attention, sans pouvoir le résoudre autrement qu'en plaçant conventionnellement cette limite à la base du quatrième niveau de quartzite. La faune de ce niveau découverte entre-temps par H. Puschmann (1970b) montre donc que cette limite passe au milieu de la formation G_c , confirmant ainsi l'hypothèse préférée par les auteurs espagnols. Ils avaient également envisagé les deux possibilités suivantes, moins probables d'après eux, pour expliquer l'absence de faune gédinienne et coblencienne : - une lacune de la sédimentation correspondrait à ces deux étages (**); - ces deux étages seraient azoïques et correspondraient à ce quatrième quartzite.

b - REMARQUES SUR LA PALÉOGÉOGRAPHIE

Avant de tirer des conclusions dans ce domaine, il est bon de rappeler l'essentiel des observations, puisque celles-ci sont présentées dans deux chapitres différents selon leur origine : - levers de surface (chapitre I-D ; première partie) ; - levers de mine (chapitre I-A ; deuxième partie).

Quartzite du criadero

La puissance (apparente) est variable dans la concession, et permet de conclure à un maximum de puissance à Almadén et sur le flanc nord du synclinal de Guadalmez. Un haut-fond a été trouvé, au NE d'Almadén, sur le flanc nord du synclinal de Chillón.

Des variations de puissance semblent exister à l'échelle de la mine, mais n'ont pu être étudiées par suite des conditions tectoniques et de l'insuffisance des observations.

(*) A ce propos, on remarquera que je n'ai pas trouvé d'arguments pouvant intervenir dans la discussion de cette glaciation, bien connue au Hoggar et en Afrique occidentale, et signalée en Sierra Morena par R. Arbey et G. Tamain (1971).

(**) Aucune preuve de lacune n'a été trouvée.

Le niveau de quartzite inférieur montre que du mur au toit : - l'épaisseur des bancs croît, puis décroît ; - la taille des grains augmente légèrement ; - l'interpénétration des grains diminue ; - le ciment phylliteux disparaît (la quartzification varie en sens inverse du ciment).

Le niveau inférieur présente deux limites très nettes vis-à-vis de l'encaissant. La limite supérieure du deuxième niveau est également très tranchée.

Les bancs sont d'épaisseur constante, mais les interlits argileux ont tendance à disparaître latéralement, sans répercussion sur la distance qui sépare les deux interlits situés immédiatement au-dessus et au-dessous.

Aucun granoclasement n'a été remarqué à l'intérieur des bancs ; de même, ceux-ci sont souvent massifs, sans stratification mineure.

Les structures sédimentaires sont rares et seules ont été observées : ripple-marks d'oscillation, stratifications obliques, figures de glissement et de pression, enfin scour-marks.

En lames minces :

- le quartz est monocristallin, bien arrondi dans les coeurs de grains du quartzite, moins dans les grès,
- le zircon et la tourmaline sont les minéraux lourds les plus abondants, le sphène et le rutile sont plus rares.

Ces minéraux lourds sont souvent disposés en microplacers et sont plus petits que le principe d'équivalence permet de le prévoir,

- le feldspath est totalement absent,
- la pyrite est (ou a été) fréquente, même loin du gisement de mercure, de même que la matière organique qui est un constituant presque systématique du niveau supérieur.

Schiste à Graptolithes

Les schistes à Graptolithes sont formés d'illite et de chlorites, auxquels sont associés du quartz détritique, du graphite et de la pyrite.

Ils renferment des nodules dolomitiques diagénétiques,

La base de ces schistes correspond aux zones 20/22 d'Elles et Wood, sans que l'on puisse préciser davantage.

Le Quartzite du criadero peut donc s'interpréter comme résultat d'une reprise érosive brutale, sans doute due aux mouvements tectoniques, qui pourraient également être à l'origine des manifestations volcaniques dans une zone de faiblesse de l'écorce, qui a joué plusieurs fois au Paléozoïque. Les formations détritiques semblent provenir d'un relief arasé (caractère mono-minéral des grains) puis s'être sédimentées dans un milieu subsident, de faible profondeur, après un long transport (tri et arrondi assez bons) et peut-être une reprise de sédiments antérieurs. L'absence de granoclasement, de feldspath et de ciment, de même que la présence des microplacers indiquent un long remaniement sur place, sous l'effet des vagues, qui ont complété le transport et l'éventuelle reprise. Si une formation en environnement peu profond est valable pour le Quartzite du Llandovery dans son ensemble, le contexte d'Almadén semble correspondre à un cas particulier, à remaniement local, très long, à subsidence accentuée et dans un environnement très réducteur. Ces caractères semblent réalisés dans la zone intertidale, peut-être en milieu estuarien.

Les schistes à Graptolithes représentent alors une transgression générale au Llandovery moyen, éloignant les sources de sédiments, mais n'aboutissant pas nécessairement à un grand approfondissement. Cette transgression a présenté des retards locaux.

c - COMPARAISON AVEC LES ZONES LIMITOPHES

Les deux formations siluriennes particulièrement étudiées, le quartzite du Llandovery et les schistes à Graptolites, sont remarquables par leur grande extension. Il ne semble pas, en revanche que leur limite constitue un repère chronologique : les modifications de la bathymétrie ont été continues, mais non immédiates, dues à un comblement progressif, à une propagation irrégulière de l'onde épirogénique tectonique, ou aux deux causes à la fois. Ces sédiments présentent beaucoup de caractères de formations de plateau continental : faible profondeur de dépôt, et localement caractères deltaïques, entre autres. Ce problème ne sera toutefois abordé que dans les conclusions finales du chapitre I.

En revanche, dans le secteur étudié, n'a été trouvée aucune manifestation de la deuxième transgression silurienne, celle du Wenlock, bien connue en Afrique du Nord. Elle n'a laissé des traces sous forme de calcaires que dans l'extrême SW de la Meseta.

E — DÉVONIEN (*)

Le Dévonien n'a été abordé que très superficiellement, à la fois parce qu'il était en cours d'étude à ce moment (H. Puschmann) et parce qu'il présente peu d'intérêt pour la métallogénie. Quelques observations ont pu être faites, et elles sont sommairement présentées dans les lignes qui suivent (Voir Pl. 5, fig. 4).

1 — LITHOSTRATIGRAPHIE

a - LES AFFLEUREMENTS

Le Dévonien affleure, avec des présentations très différentes, dans trois unités structurales à l'intérieur de la concession : les synclinaux de Chillón et de Guadalmez et la retombée synclinale de Sta. Eufemia - S. Benito. Dans le synclinal de Chillón, on note une quantité de petits pointements volcaniques, résidus laissés par l'érosion de coulées interstratifiées, et quelques bancs résistants de lumachelles gréso-calcaires. Le synclinal de Guadalmez au contraire, par le moindre pendage des couches, l'absence de roches volcaniques et par une érosion moins active, prend un aspect assez différent : les seules roches généralement en saillie sont des bancs de grès qui sont dégagés sur de grandes longueurs. Le Dévonien de la bande sud est peu visible entre Sta. Eufemia et Belalcázar, mais est bien dégagé plus à l'Est.

Les roches du Dévonien et du passage Silurien-Dévonien (G_c), argilites et schistes, se présentent à l'affleurement avec des teintes ocracées, jaunâtres ou rougeâtres, caractéristiques de ces formations, qui s'opposent aux dominantes verdâtres ou noirâtres des autres systèmes, où seuls les quartzites prennent des couleurs pourpres ou blanches.

b - COUPE-TYPE

A/ Synclinal de Chillón

La coupe-type suivante a été levée immédiatement au SW de Chillón en compagnie de H. Puschmann et sa description complète est prévue dans un travail commun (voir tableau 6 et figure 13).

(*) Ce sous-chapitre a fait l'objet d'amicales discussions avec H. Puschmann que je remercie ici de son aide.

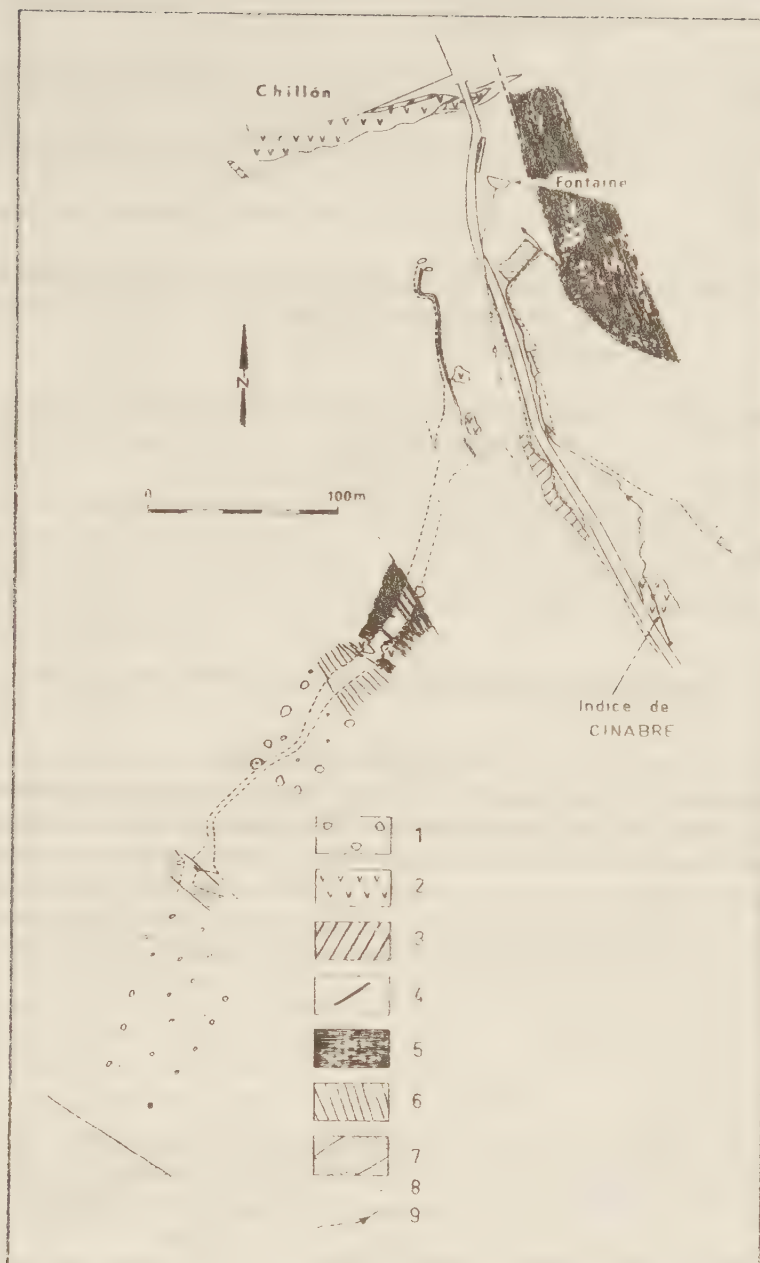


Figure 13 - Coupe du Dévonien inférieur au SW du village de Chillón.

- 1 - éboulis ; 2 - laves basiques (basaltes, dolérites, etc.) ;
 3 - tufs rouges ; 4 - bancs calcaires ; 5 - schistes ; 6 - al-
 ternances schisto-gréseuses ; 7 - quartzites ; 8 - murettes ;
 9 - ruisseaux (levers communs H. et H. Puschmann et
 F. Saupé, 1966).

D _f	550 m	Argilites, avec rares intercalations de laves et des brèches pyroclastiques (du type fraileasca) et de petits niveaux calcaires (intersectés par la route Almadén-Agudo).
D _e	10 m	Grès rougeâtre, dérivant par altération de lumachelles.
D _d	140 m	Niveau effusif, de dolérites, avec une intercalation de tuf rouge.
D _c	40 m	Argilites, avec quelques niveaux effusifs et des passées calcaires.
D _b	250/300 m	Alternances argilo-gréseuses, à dominante gréseuse, avec quelques passées effusives. Quelquefois celles-ci sont surmontées de brèches de remaniement.
D _a	50 m	"Quartzite de base du Dévonien"
G _c	pour mémoire	Alternances schisto-gréseuses
Total	1040/1090 m	

Tableau 6 - Coupe-type du Dévonien du synclinal de Chillón.

B/ Synclinal de Guadalmez

L'ensemble du Dévonien y est plus grossièrement détritique et semble donc s'apparenter à celui de Herrera del Duque (Puschmann, 1970 a) mais la granulométrie diminue progressivement vers le haut de la série (Puschmann, 1967 a). Il traduit donc des conditions de formations plus côtières, et dans un cas, même voisines du niveau de la mer : un hard-ground taraudé y existe (Point C7-10) (flanc sud du ravin de la Marcella, Guadalmez). Au Sud du batholite de Los Pedroches, les formations du Dévonien inférieur sont également de faible profondeur, puisqu'on y trouve des couches de charbon, des conglomérats (*) et des biohermes (Febrel, 1963).

2 - PÉTROGRAPHIE

Les principaux types de roches rencontrées dans le Dévonien d'Almadén sont des grès (souvent à ciment carbonaté), des grès-quartzites, des schistes et des calcaires. Parmi ces roches mention spéciale peut être faite d'un grès à ciment ferrugineux, qui se rencontre dans les parties orientales des synclinaux de Chillón et Guadalmez, sans que l'on puisse dire pour l'instant s'il s'agit d'un seul et même horizon.

Echantillon : C7-10 [345] (flanc sud du ravin de la Marcella, Guadalmez)

Les grains de quartz sont anguleux, peu arrondis, ne se touchent pas en général et sont corrodés par le ciment. Tous les grains sont monocristallins et l'extinction généralement sectorielle, rarement roulante, traduit une forte cataclase. Les couronnes d'accroissement sont bien visibles : certaines sont fermées, d'autres recoupées par les bords, montrent un remaniement postérieur. Les minéraux lourds sont rares : zircon et tourmaline. Le ciment est hématitique, quelquefois fibroradié. On y trouve des phyllites du type vermiculite.

(*) Ce conglomérat est intéressant pour les galets de rhyolites et de granophyres qu'il renferme. En effet, ces roches ne sont pas connues en place.

L'aspect microscopique de ces roches est toujours semblable et la présence de la surface taraudée (*) au point C7-10 fait penser qu'il s'agit d'un faciès d'émersion. La similarité du quartz détritique de ce grès avec les niveaux de quartzite plus anciens permet de conclure à la constance des apports durant des temps très longs.

Dans un schiste provenant des déblais d'un puits (C4-86) (sur le versant nord de la crête, à mi-chemin entre Almadén et Chillón) situé à quelques mètres au-dessus du "quartzite de base", ont été trouvés, du quartz, de la kaolinite et de la pyrophyllite (**). Cette découverte rappelle que la pyrophyllite a plusieurs fois déjà été notée dans le Silurien et le Dévonien (Dunoyer de Segonzac, 1969).

3 - ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE DE LA MOITIÉ MÉRIDIONALE DE LA MESETA IBÉRIQUE EN ESPAGNE

Une synthèse paléogéographique du Dévonien de la Péninsule ibérique a été proposée par H. Puschmann (1970 b). On peut en dégager les idées maîtresses suivantes :

- Le Dévonien se présente dans deux zones, limitées aux deux tiers orientaux de la Péninsule, et laissant une large bande médiane orientée NW et s'étendant de Valence jusqu'à la Galice, sans Dévonien connu jusqu'à une date récente. Cette bande médiane reproduit approximativement le seuil cambrien ("Mittelschwelle") de F. Lotze (1961), seuil qui avait été retrouvé pour le Silurien mais qui ne semble pas avoir existé à l'Ordovicien.
- Le Gédinien et le Siegénien inférieur se présentent en général en continuité de faciès avec le Silurien.
- Les faciès des autres étages peuvent être ramenés à trois types, désignés par analogie avec le Dévonien allemand : - faciès rhénan, essentiellement détritique, à faune rhénane ; - faciès calcaréomarneux, à faune rhénane avec des tendances hercyniennes (faciès développé localement seulement, à peine représenté dans la zone méridionale et disparaissant dès le Dévonien moyen) ; - faciès calcaréo-argileux, hercynien, à faune hercynienne.
- Ces faciès sont distribués symétriquement par rapport à la bande centrale. Le faciès détritique rhénan borde celle-ci et le faciès calcaire se retrouve à l'extérieur des deux côtés. Cette distribution se maintient pendant tout le Dévonien, avec une seule exception. Au Dévonien moyen en effet, le faciès rhénan fait défaut dans la zone sud, par suite de la lacune de sédimentation étudiée par le même auteur (1967 a). Partant de cette description, il est tentant de conclure que cette bande centrale sans affleurement correspond à une zone émergée, alimentant la sédimentation détritique que l'on trouve au Sud et au Nord. En fait, l'absence de Dévonien y est peut-être simplement conditionnée par un bombement concomitant avec les mouvements hercyniens et suivie d'une érosion plus forte que sur les bords. Cette interprétation est confirmée par la découverte d'un lambeau de Dévonien à Henarejos (Teruel) par P. Carls (in Puschmann, 1970 b).
- La Sierra Morena présente au Dévonien inférieur, comme au Dévonien supérieur, un faciès rhénan. Des zones d'émersion bien démontrées ont existé à ce moment là aux endroits suivants : - entre Quintana de la Serena et Campillo de Llarena ; - autour de Fuenteovejuna ; - autour de Fuencaliente.
- Le Dévonien de la Sierra Morena est caractérisé par une diminution de la granulométrie du bas de la série vers le haut, traduisant un émoussement progressif du relief, si l'on admet que le matériel détri-

(*) Les trous sont perpendiculaires au pendage et donc mis en place avant le plissement.

(**) Vérification par diffractométrie.

tique provient des zones émergées voisines. La faible épaisseur des sédiments (300 m pour tout le système (*), peut également être une conséquence de ce nivellement.

Une étude bibliographique sommaire des zones voisines d'Almadén confirme ce point de vue. Le Dévonien de l'anticlinal passant au Sud du batholite de Los Pedroches est essentiellement détritique (les feldspaths sont fréquents) et comporte peu d'intercalations calcaires (Febrel, 1963, Hernandez Pacheco et Cabanas, 1965) qui sont récifales quand elles existent (du Coblencien-Eifelien). Dans le "quartzite de base" des environs de Valsequillo, T. Febrel (1963) signale plusieurs affleurements de charbon, ou plus exactement de schistes riches en charbon (82,25% de cendres), qui, joints aux lentilles conglomératiques interstratifiées, démontrent des conditions de faible profondeur.

Le Dévonien de l'extrémité orientale de la Sierra Morena, à El Centenillo (Jaén) et à Torre Alver (Jaén) présente encore le même faciès rhénan. La comparaison des deux secteurs (Péran et Tamain, 1967 ; Poupon et Tamain, 1969) a montré l'existence "d'un Culm (néo) dévono-dinantien, de faciès rhénan". En effet, dans cet ensemble ont été datés, d'une part le Frasnien (Butenweg, 1968), et d'autre part, le Dinantien (avec des réserves) (Henke, 1926). Cette continuité a également été observée par H. Puschmann (1967 b) à S. Benito, où le Viséen inférieur semble probable. Ces observations sont importantes pour la discussion d'une éventuelle phase bretonne. Dans le petit synclinal de Herrera del Duque enfin (Puschmann, 1970 b), le Dévonien se présente encore avec le même faciès rhénan.

4 - PALÉONTOLOGIE : LES NIVEAUX FOSSILIFÈRES (**)

a - LE "QUARTZITE DE BASE" (D_a)

C. de Prado (1855) avait signalé des fossiles dévoniens dans la barre de quartzite au Nord de la ville, mais ils ont passé inaperçus jusqu'à leur récente redécouverte, faite indépendamment par H. Puschmann et moi-même (***).

b - ARGILITES À INTERCALATIONS CALCAIRES (D_c)

Dans les argilites surmontant le "Quartzite de base" sont interstratifiés des niveaux calcaires ou calcaréo-gréseux, rares et minces dans les environs de Chillón (coupe présentée au début du sous-chapitre Dévonien), plus puissants (par exemple carrière du Molino de la Dehesa) et fréquents dans la partie orientale du synclinal de Chillón (lieu dit "Guadalperal").

Dans le synclinal de Guadalmez enfin (Almela et al., 1962) c'est un niveau gréseux qui est porteur de cette faune.

(*) Mes propres estimations à Almadén donnent des puissances bien supérieures : est-ce dû à des conditions locales ou aux intercalations volcaniques ?

(**) Le lecteur désirant trouver des renseignements plus détaillés en particulier des listes de faune (essentiellement des Brachiopodes et Conodontes), verra les deux publications suivantes : A. Almela et al. (1962) et H. Puschmann (1970 a).

(***) L'affleurement en question se trouve sur le chemin allant du Cristo au réservoir d'eau. Les fossiles sont des Brachiopodes.

c - LUMACHELLE DONNANT PAR ALTÉRATION UN GRÈS ROUGEÂTRE (D_e)

Ce niveau a été particulièrement étudié par W. Müller (1924, 1929). Il est bien connu au lieu-dit "Casa de la Vega" (à l'Ouest du Palacio de Moret, Almadén) et au point du PK 4, 5 de la route Almadén-Saceruela, où il est plus carbonaté. Aux deux endroits, il est formé de lumachelles pétries avant tout de Brachiopodes (Camartoechia mariana, Vern. et Spirifer verneuili, Murch. étant les espèces les plus abondantes) ou de Lamellibranches. Dans l'ensemble, les différents bancs sont caractérisés chacun par une espèce donnée, de sorte que l'on a des populations bien définies, riches en individus, mais pauvres en espèces et en genres. On peut en déduire des changements rapides et importants des biotopes.

5 - SYNTHÈSE

a - CALAGE DE LA SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Trois niveaux repères sont connus à ce jour à Almadén. Ils s'identifient aux étages suivants :

- Siegénien inférieur : il correspond au "Quartzite de base" D_a des auteurs espagnols, désigné désormais comme "Quartzite siegénien".
- Emsien : déterminé dans les intercalations calcaires des argilites D_c .
- Frasnien : reconnu dans le niveau de grès rougeâtre formé à partir de belles lumachelles (D_e).

A Herrera del Duque, on ne connaît de fossiles que dans ces mêmes étages, mais une subdivision plus fine a été possible (Puschmann, 1970 a).

On peut alors admettre les attributions suivantes : (les niveaux dont l'âge a été déterminé, figurent en écarté) :

Famenien	D_f terminal ?
Frasnien	D_e , D_f
Givétien	{ lacune de sédimentation, en partie comblée par D_d ?
Eifelien	
Emsien	D_b (en partie) ; D_c
Siegenien	D_a (en partie)
Gélinien	G_c (en partie)
Downtonien	G_c (en partie)

Les limites du Dévonien sont très floues. La limite inférieure se trouve donc, comme A. Almela et al. (1962) l'avaient envisagé, à l'intérieur des alternances schisto-gréseuses terminant le Silurien. De même, la limite supérieure se place dans une série schisto-gréseuse compréhensive, passant graduellement au Tournaisien, comme cela est bien visible sur la rive nord du R. Guadalmez à 2 km à l'Est du village du même nom. Cette série présente un faciès Culm, qui en fait un analogue de la "formation Campana" de l'Est de la Sierra Morena, également à cheval sur la limite Dévonien-Carbonifère (Poupon et Tamain, 1969).

Le Dévonien moyen est absent, comme cela avait été mentionné pour Guadalmez (Groth, 1911) (et d'ailleurs pour le Nord de l'Espagne par Barrois) et repris avec réserve par W. Müller (1929). En revanche, A. Almela et al. (1962) ont admis l'existence du Dévonien moyen en se basant sur des faunes rapportées à l'Eifelien.

Sa lacune a enfin été étudiée en détail par H. Puschmann (1967 a) (*). De ses profils, cet auteur déduit que la lacune a eu sa plus courte durée dans la zone d'Almadén, mais aucune règle ne se dégage à l'échelle de la Sierra Morena. Il établit également que la cause de cette lacune ne peut être qu'un arrêt de la sédimentation, dû à des barrières en creux, piégeant les apports terrigènes. D'autres facteurs, comme les mouvements tectoniques, orogéniques ou épirogéniques, ou la condensation de séries, pas plus qu'une érosion sous-marine, ne peuvent être invoqués comme causes.

b - PALÉOGÉOGRAPHIE

Les observations trop fragmentaires ne permettent pas une reconstitution paléogéographique précise. On peut cependant remarquer que les intercalations volcaniques sont pratiquement absentes du synclinal de Guadalmez (**), présentes dans celui de Herrera del Duque (surtout dans le Dévonien supérieur) et très abondantes dans celui de Chillón. La distribution des faciès sédimentaires semble également réglée. On trouve des grès à ciment ferrugineux au SW d'une ligne passant par la gare de Los Pedroches et orientée NW (***). L'ensemble du Dévonien sédimentaire est de faciès plutôt gréseux dans le synclinal de Guadalmez et schisteux dans celui de Chillón, où en outre, apparaît une composante calcaire nette pour le Dévonien supérieur dans la partie la plus orientale (Guadalperal). Une cartographie fine permettrait sans nul doute de clarifier et de préciser cette image (****).

Il est donc probable que les futures unités tectoniques ont commencé à s'individualiser, timidement il est vrai, dès le Dévonien.

F - CARBONIFÈRE

A l'intérieur de la concession, le Carbonifère n'existe qu'au coeur du synclinal de Guadalmez et dans la remontée synclinale de Sta Eufemia- S. Benito, où il occupe une grande surface (Almela et al., 1962). Les observations faites sur le Carbonifère, qui n'interviennent pas dans la suite, seront publiées séparément.

La lithostratigraphie n'est connue que fragmentairement, et les parallélisations sont difficiles, par suite de l'absence de repères lithologiques et paléontologiques. La série est essentiellement formée d'argilites (Guadalmez) de schistes (Belalcázar) et de grès (Guadalmez). De rares intercalations de calcaires à grain fin (Guadalmez), riches en matières organiques, de calcaires oolithiques et détritiques (Belalcázar) et de conglomérats (Belalcázar) se rencontrent dans les schistes ou les argilites. Un unique banc de phanite à Radiolaires a été trouvé dans le ravin de la Marcella (au SW de Guadalmez).

(*) Près de Herrera del Duque des couches datées de l'Emsien terminal et du Frasnien inférieur sont séparées par un niveau argileux azoïque de 10 cm (Puschmann, 1970 a, fig. 7).

(**) J'ai pu trouver une seule coulée, dans la tranchée du chemin de fer Madrid-Badajoz, approximativement au PK 291,4. Elle réapparaît au bord de la route Almadén-Cordoue, aux environs de la Casa de P.C., à l'affleurement signalé par A. Almela et al. (1961).

(***) Des grès analogues existent dans le même niveau à S. Benito (Puschmann, 1967 b).

(****) On remarquera en passant que ce Dévonien supérieur du Synclinal de Chillón est loin d'avoir la répartition qui lui est attribuée dans un travail très vague (Maass, 1963), publié alors qu'une bonne cartographie de la région existait déjà. D'après cet auteur, il reposerait en discordance sur l'Ordovicien, ce qui revenait à ignorer un siècle de recherche géologique.

L'environnement du calcaire de Belalcázar permet une reconstitution très précise du milieu de sédimentation malheureusement très ponctuelle aussi. La mer était peu profonde (Algues), agitée (absence d'argiles et présence d'oolites) et aérée (présence de nombreux organismes vivants). La présence de quartz détritiques anguleux traduit la proximité de terres émergées confirmée par l'existence de lentilles conglomératiques interstratifiées dans le Carbonifère, citées par A. Almela (1962). Les interruptions de sédimentation notées dans le schiste traduisent également de rapides changements locaux. C'est un milieu de sédimentation infra-littoral qui explique le mieux cet ensemble de caractères.

Localement (par exemple à Guadalmez) s'est développé un faciès lagunaire, démontré par la présence d'Os-tracodes en grand nombre, la faible arrivée de grains détritiques, et la finesse du test des Lamellibranches. Des preuves de ce faciès se trouvent également dans la pétrographie et la géochimie : intercalations gypseuses, teneur élevée en hydrocarbures.

A. Almela et al. (1962) avaient attiré l'attention sur la grande variation de faciès dans le Carbonifère, qui pour eux annonçait déjà les premiers mouvements hercyniens. Cette façon de voir se trouve confirmée par d'autres faits : - absence du Carbonifère dans les synclinaux de Chillón et de Herrera del Duque (Badajoz) et du Carbonifère inférieur à Puertollano ; - transgression du Carbonifère notée à Fuencaliente par Redlin (1955) et E. Bouyx (1969) ; - puissance croissante du Carbonifère vers le Sud.

Il semblerait donc que toutes les zones situées au Nord de l'anticlinal de l'Alcudia aient été émergées au Carbonifère inférieur. Une étude stratigraphique et sédimentologique plus détaillée que celle-ci apporterait peut-être des renseignements supplémentaires sur la nature et la position des terres émergées. Remarquons enfin que l'existence et la pétrographie d'appareils volcaniques que nous étudierons dans le chapitre suivant semblent prouver que le relief au Stéphanien était déjà très voisin de l'actuel.

G — TERTIAIRE ET QUATERNAIRE

Ces formations ne présentent qu'un intérêt pour notre étude : celui de nous donner des repères historiques sur l'évolution de notre secteur au cours des derniers 25 MA.

1 — LE MIOCÈNE

Aucun sédiment miocène n'est connu dans un grand rayon autour d'Almadén. L'étude des affleurements miocènes les plus voisins montre que tout le secteur, et plus généralement le seuil du Guadiana, était déjà émergé à cette époque.

2 — LES RAÑAS (Pl. I, fig. 1)

a - DÉFINITION

Les "rañas" sont des surfaces de remblaiement très planes, constituées par des glaciés d'érosion passant insensiblement à des pédiplaines en pente douce qui les raccordent aux barres de quartzites, essentiellement celles de Quartzite armoricain.

b - LOCALISATION ET DESCRIPTION

La toponymie est un guide assez sûr dans la recherche des rañas, car elles apparaissent en général sous ce nom sur les cartes au 1/50 000e. On en connaît de particulièrement typiques à l'intérieur de la concession aux endroits suivants : - sur la route de Chillón à Peñalsordo (Badajoz) à la limite des provinces de C. Real et de Badajoz (altitude moyenne : 530 à 550 m) ; - au NE de Garlitos (Badajoz) (altitude moyenne : 600 à 640 m) ; - au lieu-dit "la Ribera" (Almadén) (altitude moyenne : 560 m) et au Sud de Saceruela (altitude moyenne : 600 m).

Elles sont constituées de blocs de quartzite bien arrondis, dont la dimension maximale varie de 10 à 20 cm, emballés dans une argile rougeâtre. L'épaisseur de ces dépôts peut atteindre plusieurs mètres et la stratification en est faible ou absente.

c - FORMATION DES RAÑAS

Faute d'une étude approfondie, la formation de ces terrasses est très controversée. Les principales hypothèses retenues sont les suivantes : - dégel important lié à une phase interglaciaire pliocène, et à un système d'érosion périglaciaire (Derruau, 1962) ; - phase aride du climat chaud pré-Villafranchien (Feio, 1951), peut-être en liaison avec la formation des inselbergs de Badajoz qui sont une preuve de climat tropical (Derruau, 1962) ; - crues liées à des pluies torrentielles d'âge indéterminé (Ramírez Ramirez, 1952) ou d'âge villafranchien (Hernandez Pacheco, 1952) ; - crise climatique mondiale déchirant le manteau végétal (Biro, 1953).

Quoi qu'il en soit, une discussion génétique doit tenir compte de l'arrondi des blocs qui traduit un transport non négligeable, compte tenu de la dureté du quartzite. La formation des rañas en milieu périglaciaire semble donc très douteuse. Aussi est-ce l'explication nuancée de J. Tricart (1964) qui semble le mieux répondre aux données d'observation. Les "ranhas" (*) de la vallée portugaise du Tage, au voisinage de la frontière espagnole sont "un vaste cône de piémont ... qui s'est mis en place sous un régime à crues violentes, alternant probablement avec des saisons sèches, sans être gêné par une végétation dense. Le matériel bien usé indique des chenaux où l'écoulement était, sinon permanent, du moins fréquent".

d - ÂGE ET ÉVOLUTION DES RAÑAS

Il n'a pas été possible jusqu'à présent de les dater directement, par une mesure géochronologique sur un de leurs constituants, par exemple un fragment de bois. La stratigraphie permet cependant de leur attribuer un âge approximatif. Elles recouvrent en certains endroits le miocène, comme de part et d'autre du verrou de Mérida (Badajoz) (Hernandez Pacheco, 1956 a). Par ailleurs, elles sont recouvertes au Cortijo del Alhorín (Solana del Pino) de limburgites, qui appartiennent aux éruptions quaternaires de Ciudad Real (Bouyx, 1969). Or, E. Hernandez Pacheco (1921) a pu déterminer l'âge de ces volcans comme quaternaire ancien par des ossements de mammifères découverts sous des coulées de laves. Elles sont donc essentiellement pliocènes et leur formation empiète sur le Quaternaire ancien. Un âge plus ancien, voire mésozoïque, est postulé par E. Ramirez Ramirez (1952) et V. Sos Baynat (in Ramirez, 1952). Pour le premier auteur, il existerait trois niveaux de rañas dans la région du coude du Guadiana, à 650 et 540 m d'altitude les deux premiers, le troisième étant mal défini.

Comme leur formation s'est arrêtée au début du Quaternaire au plus tard, l'érosion a pu les entailler de 100 ou 200 m, inverser le relief et les faire disparaître en grande partie, en donnant à leurs vestiges un contour lobé très caractéristique, tel que celui que l'on peut observer sur la route de Chillón à Peñalsordo (Badajoz).

En beaucoup d'endroits, on rencontre des cailloutis, loin de tout cours d'eau actuel (à 1 km à l'Est de la maison du "Contadero Nuevo", Almadén ; à la côte 543 de "Las Plazuelas", Almadén). Il semble s'agir de résidus de rañas dont les parties plus fines ont été lessivées. Ces galets et blocs portent d'ailleurs des empreintes très curieuses qui pourraient être des traces de chocs, peut-être d'origine humaine (voir Pl. II, fig. 2).

(*) Orthographe portugaise.

3 - LES TERRASSES FLUVIATILES

Les auteurs s'étant intéressé aux problèmes des terrasses dans le Sud de l'Espagne en ont en général dénombré trois ou quatre. Il en est ainsi de M. Feio (1946) pour le bas Guadiana, F. Hernandez Pacheco y F. Cabanas Ruesgas (1952) pour la partie du Guadiana au Nord d'Almadén, M. Martin Aguado (1963) pour le Tage, qui en trouve quatre. Pour sa part, E. Bouyx (1963) en a distingué trois dans la vallée du R. Tirteafuera, à l'Ouest d'Almodóvar del Campo. On peut rapprocher de ces observations la figure 3 de J. Fabriès (1963), où quatre affluents de droite du Guadalquivir, sur cinq, montrent trois ruptures de pente.

Il convient cependant d'adopter, en dépit de cette convergence des résultats, l'attitude prudente de J. Trier (1965) et de ne pas faire correspondre entre elles ces différentes terrasses et encore moins d'essayer de les relier aux événements glaciaires quaternaires. Le jeu différentiel des panneaux, découpés par la tectonique germanotique, et le relief appalachien, dont les bancs de quartzites peuvent provoquer un grand retard dans l'arrivée à maturité d'un fleuve, introduisent des incertitudes dans ces parallélisations. Dans la concession, il ne semble pas possible de cartographier plusieurs terrasses.

Une formation d'alias a été observée à 1000 m au Sud du "Corral de Sancho" où les galets de quartzite, de 0,5 à 10 cm, de subarrondis à subanguleux ont été cimentés par de la limonite. Par sa dureté, l'alias fait apparaître avec netteté le bord de la terrasse. Cet alias marque la surface d'une ancienne nappe d'eau qui s'est maintenue longtemps à un niveau constant, permettant ainsi la précipitation de la limonite (Duchaufour, 1965).

4 - EBOULIS DE QUARTZITES

Ils occupent des surfaces importantes au pied des quatre niveaux de quartzites, mais tout particulièrement du Quartzite armoricain, le plus puissant des quatre, et aussi le plus élevé. La granulométrie des matériaux diminue du haut vers le bas et leur empilement est relativement stable. Ce n'est que sur le flanc sud du Valle de Juan Gil (Almadén) qu'une déchirure, annonçant un glissement de terrain a pu être observée. L'exploitation de ces éboulis, au Sud de la Virgen del Castillo (Chillón) pour l'empierrement des routes montre leur épaisseur, qui atteint à cet endroit une dizaine de mètres au moins.

Le sol rouge rencontré à la sortie ouest de Sta. Eufemia, au pied du Quartzite armoricain, renferme outre une importante proportion de quartz (60 %), du "mica" (15 %) des oxydes de fer et de la kaolinite (10 %). L'existence de cette dernière est liée au drainage facile dans un matériel grossier disposé sur une pente et montre qu'à un moment donné les précipitations étaient abondantes. Elle pose tout de même des problèmes. Compte-tenu de la composition des Quartzites armoricains, on peut se demander quel silicate a été hydrolysé, puisque l'on n'y rencontre guère que des phyllo-silicates, peu abondants. G. Millot (1964) se demande si une partie des kaolinites souvent mentionnées dans ces terres rouges méditerranéennes, n'est pas héritée. Cette possibilité ne semble pas être le cas ici.

H - CONCLUSIONS

Les successions lithostratigraphiques ont été présentées dans quatre tableaux, suivies de leurs calages chronostratigraphiques. L'expérience prouve que ces derniers pourront encore être améliorés par de nouvelles recherches paléontologiques. L'ensemble de la série montre la quasi-exclusivité de la sédimentation détritico-argileuse ou sableuse selon le moment. Les niveaux carbonatés restent nettement subordonnés. L'ensemble de la série, à l'exception de quelques niveaux de quartzite, présente des caractères réducteurs : la couleur est grise ou noire, la matière organique, bien que peu abondante, est générale et la pyrite, assez fréquente.

Cette série paléozoïque présente des caractères indubitablement marins, et apparemment de faible profondeur. Le milieu de dépôt est donc épicontinental plutôt que géosynclinal, comme le soulignent à l'envi le bon tri de quelques niveaux quartzitiques, l'absence de calcaire et la grande extension latérale des niveaux. La convergence de ces faits démontre une relative stabilité de l'écorce, tant à l'endroit de la sédimentation que de l'érosion, puisque la nature des apports (y compris le cortège des minéraux lourds) varie peu. On peut donc admettre que la série s'est déposée sur un craton immergé (bathycraton).

Chapitre II

LES PHÉNOMÈNES PROFONDS : ROCHES IGNÉES ET MÉTAMORPHISME

Les roches demeurent et les hypothèses passent.
(M. Roubault)

Toutes les roches ignées de la concession ont été, ou pourraient être, mises en relation avec les minéralisations, notamment celles de mercure. Leur étude a donc seulement été abordée dans ce chapitre par souci d'honnêteté, sans constituer une fin en soi.

Nous verrons ainsi successivement les groupes suivants :

- A - Granitoïdes et leurs cortèges filoniens,
- B - Microgranites et rhyolites,
- C - Dolérites intrusives,
- D - Roches volcaniques basiques interstratifiées,
- E - Lamprophyres
- F - Vulcanites plio-quaternaires,

enfin le dernier paragraphe :

- G - Métamorphisme,
- a été rattaché ici, de manière un peu artificielle, à cause de l'analogie des techniques d'étude et puisqu'il s'agit également d'un phénomène d'origine profonde.

A — LES GRANITOÏDES ET LEURS CORTÈGES FILONIENS

Seuls seront décrits ici les stocks de Garlitos et de Fontanosas, ainsi qu'à titre comparatif, la petite partie du batholite de Los Pedroches qui s'étend entre El Viso et Alcaracejos et se prolonge par une apophyse vers Sta Eufemia (fig. 14).

1 LES AFFLEUREMENTS

a - REMARQUES GÉNÉRALES

Les affleurements granitiques sont très bien individualisés sur le terrain. Ils sont plus profondément érodés que les terrains sédimentaires encaissants, en particulier les Quartzites armoricains ; de ce fait, ils apparaissent

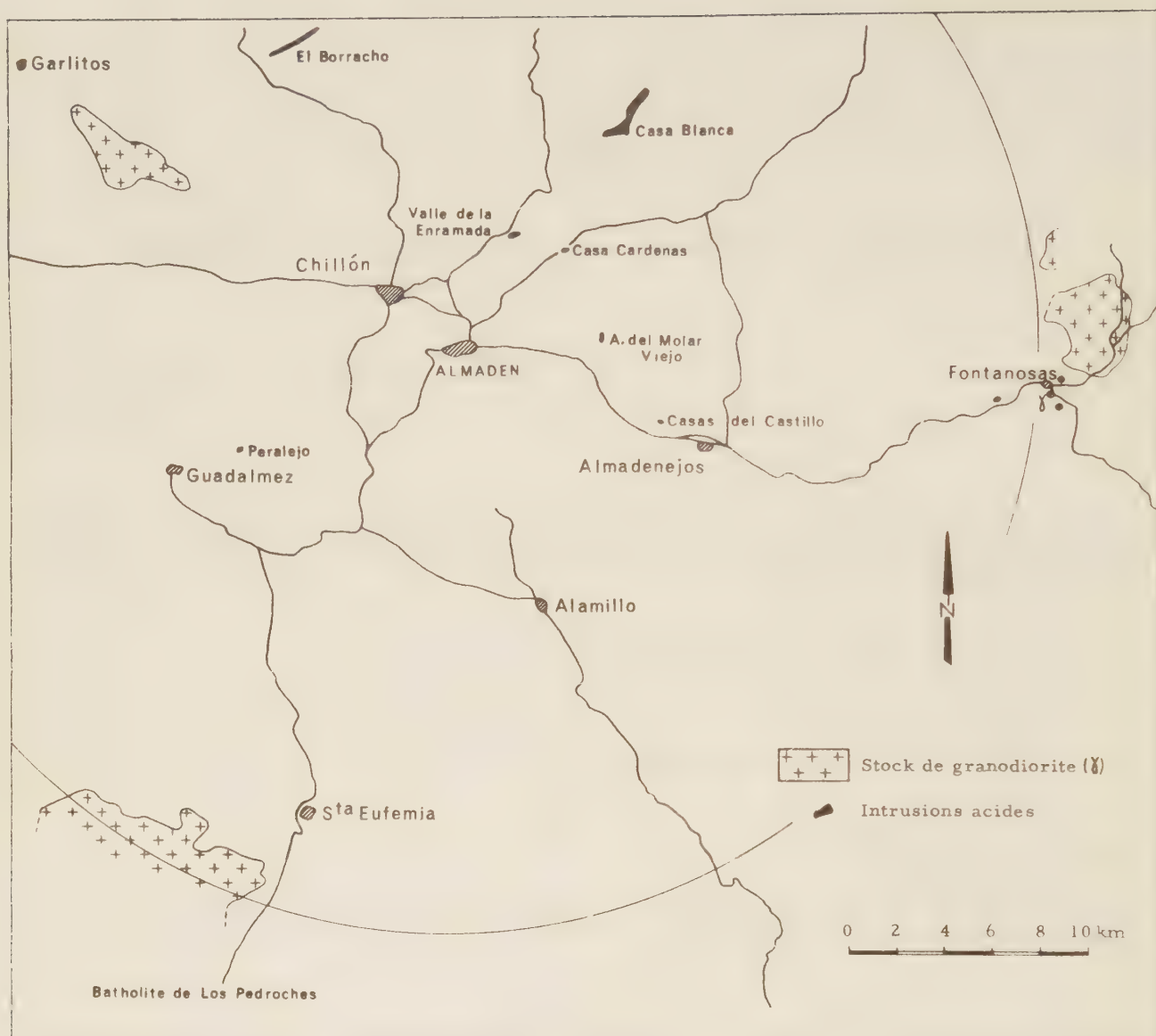


Figure 14 - Position des stocks et batholite de granodiorite et des masses de roches intrusives acides par rapport à la concession d'Almadén et aux routes la traversant.

souvent comme des dépressions. Cela est net pour la partie centrale du batholite de Los Pedroches, improprement appelée pour cette raison "Valle de Los Pedroches", comme pour le stock de Fontanosas.

L'arénisation peut s'exercer sur une profondeur importante : à Villaralto, un sondage a traversé une vingtaine de mètres d'arènes avant de pénétrer dans le granite sain. De surcroît, les sols aréniques siliceux et les boules de granite éparses, formant quelquefois des chaos, contrastent avec toutes les autres formations. Notons enfin que les stocks de Garlitos et de Fontanosas constituent, grâce à leur fissuration, de petits réservoirs d'eau, dont les ruisseaux coulent toute l'année. Ces granites ont donné lieu à des manifestations métallogéniques nombreuses et variées (Pb avec Ag, Zn, Cu, W, U, etc...) sommairement abordées dans le chapitre IV de la deuxième partie.

b - DESCRIPTION DES TROIS CORPS DE GRANITOÏDES

A/Stock de Fontanosas

Le stock de Fontanosas a des contours amiboïdes et digités. Il est situé à 2 km au NE de ce village et a une surface de 7,6 km². Plusieurs petits pointements de granite existent dans le village même et à l'Est de celui-ci. A cause de sa proximité, nous citerons également ici l'affleurement de microgranite du PK 28 de la route d'Almadén à Ciudad Real. L'auréole de métamorphisme du stock proprement dit, traversée par des filons et des pointements de rhyolite, est formée de cornéennes et de métaquartzites.

B/Stock de Garlitos (voir Pl. I, fig. 6)

Le stock a un contour pyriforme et allongé. Il est situé à 5 km au SE de cette localité et a une surface de 5,3 km². L'auréole de métamorphisme a une largeur de quelques centaines de mètres et semble respecter au Sud la barre de la Minerva (653 m), formée de Quartzite armoricain, qu'elle englobe seulement au niveau des gorges du R. Esteras.

C/Batholite de Los Pedroches

Le batholite de Los Pedroches s'étend de Don Benito (Badajoz) aux environs de Linares (Jaén), soit sur une longueur de 190 km, si l'on néglige sa continuation orientale, le petit batholite de Guarromán (Jaén). Sa largeur varie de 6 km à la hauteur de Castuera (Badajoz) à 24 km dans sa partie orientale, près de Conquista (Córdoba). Cet allongement est parallèle aux grandes structures régionales et sa surface mesure environ 2600 km².

A 3 km au Sud de Sta Eufemia, on trouve un granite, figuré sur les cartes existantes comme un stock ayant un grand axe de direction NWW. Des levés récents (Cabanás, 1968) en font au contraire une apophyse du batholite de Los Pedroches. L'auréole métamorphique de ce dernier a de l'ordre de 5 km sur sa bordure septentrionale d'après mes observations, contre 1 à 2 km sur sa bordure sud d'après T. Febrel (1963), mesurés à la hauteur de la route d'Almadén à Córdoba. Elle intéresse des formations classiquement rattachées au Culm et dont le métamorphisme a beaucoup obscurci les caractères stratigraphiques et tectoniques. Le batholite de Los Pedroches présente aux environs de El Viso une bordure de faciès porphyrique, ainsi que des pointements de rhyolite. De même, aux environs de Venta de Azuel, des filons de microgranite et de pegmatite existent dans ce batholite qui montre là également un faciès de bordure porphyrique. Cette rapide description montre que la granodiorite de Los Pedroches est beaucoup plus diversifiée que celle des deux stocks, ce qui ne surprend pas, compte tenu des dimensions respectives. Plusieurs publications ont récemment été consacrées à ce batholite : E. Marquez Triguero (1966), R. Cabanás (1968), G. Tamain (1968).

2 REMARQUES STRUCTURALES

L'étude structurale des granitoïdes reste à faire, mais les observations rapportées dans les lignes qui suivent, en constituent le départ. En grand, le batholite de Los Pedroches est parallèle aux structures régionales. On peut en tirer argument pour penser que sa mise en place a été guidée par un ou plusieurs grands accidents qui n'ont toutefois pas été mis en évidence sur le terrain jusqu'à présent. La largeur de l'auréole de contact fait supposer un évasement vers la profondeur. Les bordures nord et sud sont formées de sédiments carbonifères. D'après les pendages de ceux-ci (carte de Cabanás, 1968), le batholite semblerait s'être mis en place dans une zone haute, un anticlinal placé au centre d'un synclinorium. A moins qu'une telle structure ne soit le résultat de la mise en place du granite ! Les contacts avec l'encaissant sont cependant cachés, du moins dans la zone étudiée.

Dans le détail, la carte (Cabanás, 1968) montre le caractère sécant du granite : obliquité du contact du granite-roches encaissantes sur la stratification de ces dernières apophysées au SWW de Sta Eufemia (Córdoba) ou au SE de Pozoblanco (Córdoba), entre autres, et l'essaïm de stocks qui souligne le bord sud de Pozoblanco vers l'Est. Le batholite est donc tardi- ou post-tectonique. On a cependant peu de renseignements sur ses rapports avec les grands cisaillements. Pour R. Maass (1961), il serait post-tectonique, car non recoupé par ces cisail-

ments. A l'opposé, T. Febrel (1963) signale une faille (de direction Nord d'après son croquis) recoupant le granite. E. Marquez Triguero (1966) mentionne l'existence de dykes sécants de direction méridienne dans la région de Pozoblanco et Pedroche, ainsi que des diaclasses de direction N 150 W dans ces dykes. Une faille de direction N 100 W passant aux environs de S. Gregorio (Torrecampo) déplace le granite (Crespo Lara, 1972). Les présomptions pour un âge tardi-tectonique du batholite sont donc fortes (*).

Le stock de Fontanosas s'est mis en place dans un dôme tectonique, à coeur d'Alcudien entouré par des Quartzites armoricains. D'après des renseignements oraux, que je n'ai pas pu vérifier, d'autres pointements granitiques existeraient au NE de celui-ci, plus vers le centre de l'anticlinal de Tirteafuera. Toute cette zone correspond à une vaste anomalie gravimétrique négative (voir chapitre III). Les bords du stock ne sont observables que dans sa partie sud-ouest.

Le stock de Garlitos est nettement circonscrit, mais son implantation ne peut être reliée à aucune structure. Il se trouve en dehors de la terminaison rétrécie du synclinal de Chillón. La Ribera de Garlitos semble suivre sur une partie de son cours un cisaillement dont la partie ouest aurait été abaissée et déplacée vers le Nord. C'est le seul indice qui permettrait jusqu'à présent de considérer ce stock comme tardi-tectonique.

Notons en passant, qu'au Sud du batholite de Los Pedroches on connaît, dans la feuille de Valsequillo (n° 857), deux stocks d'un granite plus acide, à microcline (Febrel, 1963). Leur alignement et le grand axe du plus important des deux sont également parallèles aux grandes directions régionales. Leur position correspond à l'axe synclinal de Valsequillo.

3 - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

L'homogénéité pétrographique est le caractère le plus saillant qui apparaît lors de l'étude de terrain des deux stocks. La ressemblance est grande aussi entre les roches de ces deux stocks et le faciès banal du batholite de Los Pedroches, mise à part toutefois la granulométrie.

a - STOCK DE FONTANOSAS

A/Granodiorite

Cette granodiorite est une roche sombre dont les grains ont de 2 à 5 mm. A l'oeil nu, on reconnaît des biotites, souvent automorphes, dans un fond blanc de quartz et de feldspath. Les échantillons les plus frais proviennent de la bordure sud-ouest du stock dans les carrières situées au bord du R. Quejigal, qui draine la zone granitique. Les feldspaths prennent localement des teintes jaune-saumon, au voisinage d'indices de galène (par exemple A4-12).

L'étude microscopique précise cette image (voir Pl. III, fig. 1)

Le quartz est xénomorphe, en grains légèrement engrenés. Il présente une extinction roulante et quelquefois un aspect cataclaté. Occasionnellement, il corrode la biotite ou le plagioclase.

L'orthose est perthitique, xénomorphe et interstitielle. Recouverte d'une fine poussière, elle est le minéral le plus altéré. Exceptionnellement, elle est mésoperthitique. Un diffractogramme sur fraction séparée a confirmé l'absence de microcline.

Le plagioclase est le minéral le plus abondant. Généralement, il est automorphe et frais. Ses cristaux sont tous maclés et nettement zonés. Les structures d'antiperthite sont rares, mais des bourgeons myrmékites apparaissent aux contacts orthose-plagioclase.

(*) Par tarditectonique, il faut entendre une mise en place postérieure aux plissements, mais antérieure à la dernière manifestation tectonique hercynienne, les cisaillements.

La biotite se présente en grandes lamelles plus ou moins tordues, à extinction roulante et de couleur rouge brun. Les inclusions d'apatite et de zircon sont abondantes, celles de minéraux opaques plus rares. Une légère décoloration se remarque sur les bords, de même qu'une chloritisation débutante. Les contacts entre quartz et biotite peuvent être poecilites. Une altération en fuseau, s'observe quelquefois: le minéral néoformé n'a pu être déterminé.

La cordiérite, nettement subordonnée, existe dans le faciès particulièrement frais (EG 192) et s'altère peu. La tourmaline se présente en plages discontinues et légèrement altérées. Elle est verte (schörl) et remplit les vides entre les cristaux. Le sphène est xénomorphe, ou automorphe. Les minéraux opaques sont équantes, toujours xénomorphes et subordonnés.

La texture est hypidiomorphe et grenue.

Analyse modale :	quartz	29 %
	orthose	16 %
	plagioclase	36 %
	biotite	17 %
	divers	2 %
		100 %

Exceptionnellement a été observé un amas de gédrite (*) de 2 mm de diamètre entouré d'une couronne de biotite.

B/Microgranite

Plusieurs pointements de microgranite ont été notés dans les environs immédiats du stock. Deux d'entre eux (T1-3 [52] au bord de la route, près du R. Quejigal ; A4-9, entre les deux fermes "Casa Matalloso") montrent une pâte grise, avec des phénocristaux de biotite et d'orthose et des globules de quartz, plus rares dans le premier que dans le second.

Un deuxième type se trouve également au point T1-3. La pâte de ce type est très claire, avec un aspect de porcellanite ; les globules de quartz sont fréquents, les phénocristaux de feldspaths plus rares et altérés ; ceux de biotite inexistants. Ce même type a été trouvé sous forme de roulant à la mine de Valdeinfierno (T1-7).

La texture est microgrenue porphyrique, à fluidalité souvent soulignée par l'orientation des biotites.

Parmi les phénocristaux, le quartz est d'abondance variable, mais il est toujours xénomorphe et corrodé. L'orthose est généralement en voie de séricitisation. Les plagioclases sont plus grands que les orthoses, zonés et maclés selon la loi de l'albite quand ils sont frais. La séricitisation se développe depuis l'extérieur (An ~ 40%). La biotite est généralement fraîche et rarement tordue. Elle se transforme en chlorite (en fuseaux), ou en muscovite avec apparition de sphène. Des halos pléochroïques sont développés autour des inclusions de zircon, métacmictes.

La pâte comporte les mêmes espèces que les phénocristaux.

C/Enclaves

Des enclaves sombres à grain fin (0,2 à 0,5 mm) sont fréquentes dans la granodiorite. Leur dimension est très variable (1 à 8 cm) ainsi que leur forme (arrondie, allongée, voire cylindrique, avec tous les intermédiaires). Leur bord peut être net, diffus, ou même souligné par une couronne plus sombre de biotites. Quelques paillettes de mica ont un développement porphyroblastique, de même que des feldspaths qui ne sont pas automorphes. Dans ce cas, porphyroblastes des enclaves et phénocristaux de la granodiorite ont un aspect et des dimensions identiques.

(*) Vérification par diffractométrie. Ses contours xénomorphes ne permettent pas de conclure à un éventuel remplacement d'orthopyroxène.

Les enclaves contiennent essentiellement de la biotite et du quartz en grains plus fins que ceux de la roche, ainsi que de rares grenats dans une texture finement grenue.

D/Auréole métamorphique

On y trouve essentiellement des cornéennes homogènes, noires et aphanéritiques, résultant du métamorphisme des schistes anté-ordoviciens et des métaquartzites noirs provenant du Quartzite armoricain.

Au microscope, ces derniers montrent un aspect maillé dû au développement de plages de muscovite (0,5 x 1 mm) formées de cristaux d'orientation optique parallèle, et se rejoignant en englobant les cristaux de quartz (poeciloblastèse). Les biotites, très fraîches se disposent à l'extérieur. Les minéraux opaques sont abondants et disposés en chapelets ou en amas.

b - STOCK DE GARLITOS

A/Granodiorite

Quant à son aspect et à sa texture, cette granodiorite est identique à celle de Fontanosas, à l'exception toutefois du grain, qui est ici plus fin (1 à 3 mm). Des différences locales de cet aspect sont introduites par la chloritisation, par l'apparition d'amas radiaires de tourmalines noires et longues de 2 cm et par le rosissement de l'orthose au voisinage d'un filon hydrothermal (Mina Carmen).

La variante à biotite et pyroxène orthorhombique, affleurant au Nord du chalet au-dessus du Mo. de la Víbora, mériterait un plus ample traitement que celui accordé ici. La possibilité d'une assimilation endomorphique de matériel basique n'est pas complètement exclue, par suite de la proximité de la bordure du stock. La présence d'orthopyroxène semble cependant à rapprocher de celle de cordiérite et de l'absence de microcline à Fontanosas. Du moins localement, une tendance charnockitique semble se manifester.

L'échantillon S7-11 est très frais. Dans l'ensemble, la description de l'échantillon A4-14 pourrait être reproduite ici, mais s'y ajoutent les précisions suivantes :

L'hypersthène est abondant et toujours associé à la biotite. Les valeurs de l'angle 2 V montrent une grande dispersion. Il est transformé en ouralite faiblement verdâtre sur les bords (actinote). La tourmaline a des couleurs très vives allant du jaune au bleu, fréquemment zonaires.

La texture est hypidiomorphe grenue. Le quartz et la biotite présentent des contacts symplectiques. L'orthose perthitique entoure les plagioclases (texture monzonitique).

B/Aplite

Aux environs de la mine Carmen (Garlitos, Badajoz ; S7-1 c), on rencontre des roulants d'une aplite à grain relativement grossier pour ce type de roche (1 mm), à fond essentiellement feldspathique duquel se détachent des yeux de quartz et des amas d'épidote.

La roche est principalement formée d'orthose perthitique, de quartz et d'un peu de plagioclase. La muscovite fraîche est plus abondante que la biotite, qui est décolorée et se chloritise. La tourmaline est associée à de la calcite.

Le rutile en aiguilles, la calcite (associée à la tourmaline ou en filonets), la chlorite (pennine ?), le sphène et les minéraux opaques, sont des constituants subordonnés.

La texture est grenue, moyenne et xénomorphe.

C/Enclaves

Des enclaves sombres à grain fin (0,5 mm) sont fréquentes dans la granodiorite. La biotite est prépondérante ; leur forme est généralement aplatie, mais il est rare d'y reconnaître un litage. Une autre différence avec celles de Fontanosas est l'absence de phénocristaux.

D/Auréole métamorphique

Le métamorphisme du Quartzite armoricain a produit un métaquartzite aphanéritique, noirâtre par développement de la biotite, dans lequel on distingue quelques mouches de pyrite. Cette roche forme la gorge du R. Esteras au Sud du Mo. de la Víbora.

c - BATHOLITE DE LOS PEDROCHES (entre Sta Eufemia et Alcaracejos)

A un faciès central granodioritique, sont associés des filons (aplite) et des faciès de bordure dont la largeur est d'environ 1 km. Ceux-ci n'entrent plus dans le cadre de la concession et ne seront abordés que sommairement.

A/Granodiorite (faciès central)

A l'oeil nu, on constate une très grande ressemblance entre cette granodiorite et celle décrite à Fontanosas. Nous renvoyons donc à la description de cette dernière. L'homogénéité de l'aspect a été vérifiée à Venta de Azuel, Pozoblanco et Alcaracejos. Comme il est courant en pareil cas, le grain est plus gros que dans les stocks et la roche se montre dans l'ensemble plus fraîche.

B/Granite pegmatitique de Sta Eufemia

A 5 km à l'Ouest de Sta Eufemia, on trouve de rares affleurements d'un granite pegmatitique, dont les limites sont difficilement discernables.

C'est sur notre coupe à travers le batholite de Los Pedroches, la seule roche qui montre une tendance pegmatitique.

Echantillon [289]

Au microscope, on reconnaît une texture pegmatitique et deux générations de cristaux.

La première génération a pratiquement disparu et se reconnaît à ses reliques nettement plus petites et plus altérées que les cristaux plus récents qui les renferment. Elle est formée de quartz en trabécules, de plagioclases généralement altérés, et de biotite, quelquefois en voie de chloritisation, caractérisée surtout par l'intensité et la quantité des auréoles pléochroïques. Les noyaux irradiants de ces dernières n'ont pas pu être déterminés.

La dernière génération se compose de quartz, en grandes plages interstitielles, avec des grains engrenés et à extinction roulante, et d'orthose en grandes plages xénomorphes, légèrement altérées, perthitiques, renfermant dans certains cristaux des plagioclases anciens, corrodés, altérés et dont les lignes de macles sont orientées parallèlement. Les plagioclases sont frais, zonés, avec un début de séricitisation au cœur, ils sont quelquefois constitués d'une mosaïque de cristaux, orientés et maclés différemment (Syneusis).

La muscovite semble remplir des cassures de l'orthose et être ainsi le dernier minéral formé.

Il semblerait donc qu'une phase pneumatolytique ait oblitéré un granitoïde plus ancien. Pour l'instant, il n'est pas possible de comparer ce dernier aux faciès de Los Pedroches.

C/Aplites

Le filon d'aplite qui traverse la tranchée de la route d'Almadén à Córdoba, à 300 m au Nord du pont de l'Ar. del Pozo Perulero est typique [283]. Une pâte fine d'aspect gréseux contient des yeux de quartz et de feldspaths de 1 à 2 mm. Des nodules d'oxyde de Fe, entourés d'une auréole rouge bordeaux font supposer l'existence de cristaux de pyrite.

Dans un fond formé de quartz souvent globulaire, d'orthose sale et de muscovite fraîche, on rencontre quelques phénocristaux (quartz souvent automorphe, plagioclase et orthose).

La texture est aplitique, légèrement porphyroïde.

D/Faciès de bordure

Ces faciès de bordure, caractérisés par une couleur rouge saumon sont bien développés aux environs d'une maison située à 1 km au Nord de El Viso sur la route vers Almadén. Les relations géométriques entre les différents faciès ne sont pas visibles. Les types suivants ont été identifiés : microgranite, rhyolite et granite porphyrique.

Dans tous ces faciès, on remarque une évolution tardive des phyllosilicates : - les biotites verdissent, puis se chloritisent avec apparition de leucoxène (la richesse de la biotite en Ti est également traduite par sa couleur brun rougeâtre) ; - la muscovite se forme, à partir du K libéré par la biotite.

Ils sont par ailleurs caractérisés par la prédominance de l'orthose sur les plagioclases, et donc par un caractère potassique et pegmatitique et des textures particulières (myrmékites, quartz graphiques).

On peut rappeler ici que des granites à microcline sont connus à Valsequillo (Febrel, 1963) et des alaskites à El Berrocal, près de Mérida (Servaye, 1959 ; observations personnelles de l'auteur).

E/Enclaves

Là également, la ressemblance est grande avec le stock de Fontanosas. Seule une enclave complexe trouvée sur le site du sondage I. G. M. E. "Pozoblanco 1" mérite mention : dans une enclave porphyroïde banale avec phénocristaux de feldspath, se trouve une enclave homogène plus sombre.

Au microscope, ces enclaves [280] révèlent du quartz, des plagioclases, de la biotite, de l'actinote et de l'apatite en longs prismes. Tous ces minéraux sont xénomorphes et remarquablement frais.

F/Auréole de métamorphisme

Du contact vers l'extérieur, R. Cabanás (1968) distingue deux zones : les micaschistes à biotite et les schistes noduleux à andalousite et cordiérite. Ce dernier type peut être trouvé au pont de la route de Córdoba sur l'Ar. de la Jara, au Sud de Sta Eufemia (H8-1 [112]). Ce sont des schistes, à schistosité plane, de teinte gris violet. Les nodules ont quelques millimètres et sont allongés parallèlement au débit, sans montrer de linéation.

Dans un fond à granoclassements rythmiques, coloré en gris, on remarque de nombreux nodules (1 mm) de couleur brun clair. Le fond est formé de quartz, de chlorite, de grandes paillettes de muscovite, de grains opaques et de petits amas diffus d'oxydes de Fe. Les nodules sont constitués par un fin treillis de minéraux non identifiables au microscope ; ils sont allongés dans le sens de la stratification et généralement entourés d'une auréole de muscovite.

4 - GÉOCHIMIE

a - ÉLÉMENTS MAJEURS

On dispose de cinq analyses chimiques de chacun des deux stocks de Fontanosas et de Garlitos et du batholite de Los Pedroches, ainsi que de plusieurs analyses d'enclaves et de faciès de bordure (tableau 7). L'homogénéité des résultats correspond à celle observée dans l'étude pétrographique. Elle est nette pour les deux stocks (*) en particulier pour celui de Fontanosas dont les échantillons sont plus frais. En revanche, la dispersion est plus grande dans le cas du batholite, montrant l'existence de différenciations dont l'étude n'a pas été abordée. L'examen des diagrammes des roches totales (fig. 15) et des alcalins (fig. 16) montre un caractère potassique prononcé et un caractère alumineux plus atténué de ces granitoïdes par rapport à la série type de Daly.

(*) L'échantillon S7-11 [199], contenant de l'hypersthène, se signale par des teneurs plus élevées en Fe_2O_3 et en MgO .

	Garlitos	Fontanosas	Pedroches	
			A	B
SiO ₂	65,08 %	66,04 %	65,20 %	69,27 %
Al ₂ O ₃	15,79	16,32	15,81	15,06
Fe ₂ O ₃	3,61	3,89	3,72	2,45
MnO	0,06	0,06	0,06	0,04
MgO	2,18	2,11	2,85	1,74
CaO	3,08	2,60	3,39	2,33
Na ₂ O	3,70	3,55	3,52	3,03
K ₂ O	3,66	3,54	3,54	3,85
TiO ₂	0,59	0,55	0,62	0,46
P.F.	1,38	1,01	0,76	1,35
Total	99,14	99,69	99,47	99,93
n	5	5	4	9

Tableau 7 - Moyenne des compositions chimiques en éléments majeurs des granodiorites de Garlitos, Fontanosas et Pedroches (A : faciès central). A titre de comparaison, est donnée la moyenne non pondérée de toutes les analyses faites au C.R.P.G. sur différents faciès granitoïdes du batholithe de Los Pedroches (colonne Pedroches B).

Ech.	Fraction	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr
192	B	508	12	42,3
	Pl	53	396	0,133
	O	143	198	0,722
	RT	147	222	0,662
193	B	434	17	25,5
	Pl	-	-	-
	O	282	219	1,287
	RT	146	218	0,669

Tableau 8 - Partage du Rb et du Sr dans les constituants minéralogiques des échantillons [192] et [193].



Figure 15 - Triangle des roches totales : figuration de toutes les analyses de granodiorites et de roches intrusives acides (mêmes symboles que dans la figure 16).

b - ÉLÉMENTS EN TRACES

L'observation géochimique la plus intéressante a été faite à propos de mesures géochronologiques (Leutwein, Saupé, Sonet et Bouyx, 1970). Rappelons que celles-ci avaient porté sur deux échantillons, A4-14 [192] provenant du bord sud du stock de Fontanosas, et T1-12 [193] provenant du bord nord. Les teneurs en Rb et Sr des roches totales sont égales dans les deux échantillons, mais le partage de ces deux éléments n'est pas le même entre les différents minéraux comme le montre le tableau 8. La biotite de l'échantillon [192] est enrichie en Rb par rapport à celle de [193], alors que pour l'orthose, c'est l'inverse. L'homogénéité globale n'existe donc plus au niveau des minéraux. L'étude géochronologique avait également fait apparaître un rapport initial de Sr assez bas : 0,7099 qui montre l'absence d'une réhomogénéisation ultérieure.

5 - INTERPRÉTATIONS GÉNÉTIQUES

La grande similitude, notée entre les trois granodiorites étudiées, permet de supposer un matériel de départ commun, mais les interprétations données ici concernent principalement les deux stocks. Le matériel a donc dû se mettre en place suffisamment vite pour ne pas avoir été soumis à une contamination. Les remarques faites à propos du partage, entre minéraux, du Rb et du Sr dans la granodiorite de Fontanosas, démontrent que ce stock au moins, s'est comporté comme un système clos après sa mise en place.

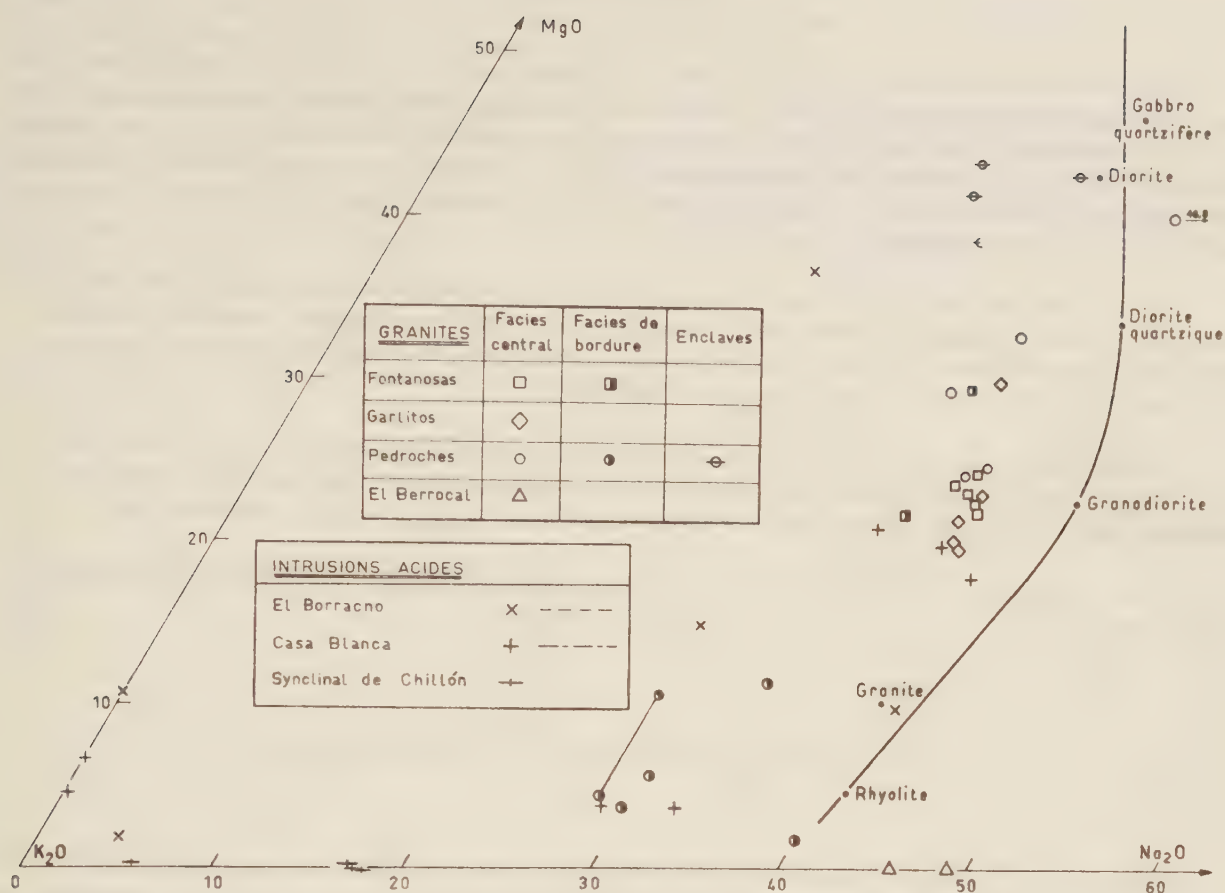


Figure 16 - Triangle des aluminosilicates : figuration de toutes les analyses de granodiorites et de roches intrusives acides. Les points représentent quelques roches de la série type de Daly.

On pourrait tirer argument du caractère aluminopotassique de ces granodiorites, de la présence de tourmaline, indiquant la richesse du B et des rapports K/Rb et Ca/Sr (*) pour les faire dériver d'un matériel sédimentaire schisteux. La présence de cordiérite est à rapprocher du caractère alumineux de ces granitoïdes. Sa présence, et celle de l'hypersthène semblent indiquer que la pression partielle d'eau était relativement basse et que le début de la cristallisation s'est fait en profondeur et à haute température. Il en résulte que ces granitoïdes ont été formés par anatexie. La présence de tourmaline indique qu'une phase pneumatolytique est venue clore leur mise en place.

(*) Pour les deux échantillons de granodiorite de Fontanosas, on a les valeurs suivantes, opposées à celles des schistes (Turekian et Wedepohl, 1961) :

	Granodiorite	Schistes
K / Rb	~ 200	186
Ca / Sr	~ 80	74

6 – CONCLUSIONS

Les stocks de Fontanosas et de Garlitos, de même que la partie centrale du batholite de Los Pedroches, sont formés d'une granodiorite composée de quartz, d'orthose et de plagioclase accompagnée de biotite et souvent de tourmaline. Localement ont été reconnus de la cordiérite (à Fontanosas) et de l'hypersthène (à Garlitos), qui confèrent peut-être à ces granodiorites une tendance charnockitique. Ce faciès banal est accompagné d'un cortège filonien (aprites et rhyolites) situé à sa périphérie et dans le cas du batholite, d'un faciès de bordure. Ces deux variantes sont à tendance potassique.

Les granodiorites des stocks de Fontanosas et de Garlitos montrent une grande homogénéité chimique et minéralogique. L'étude isotopique du premier de ces stocks confirme cette homogénéité et montre qu'elle a été réalisée définitivement lors de la mise en place. Cette homogénéité se retrouve au niveau régional, entre ces deux stocks et le faciès central du batholite de Los Pedroches.

La mise en place de ces corps est tardi-tectonique et l'analyse isotopique a donné pour ces roches, un âge radiométrique de 302 ± 7 MA, qui est donc Westphalien. Le caractère charnockitique permet de conclure à la formation de ces granites à grande profondeur, à température élevée et dans un milieu relativement sec.

Tous ces caractères soulignent la ressemblance avec les granitofides G" (granodiorites tardives de Bard et Fabriès, 1970).

B – LES MICROGRANITES ET LES RHYOLITES

Ce titre rassemble en quatre groupes bien individualisés des roches très différentes par leurs gisements (*) et leur pétrographie (fig. 14). Certaines sont des microgranites (El Borracho et Casa Blanca) ou des rhyolites (Casa Blanca) en filons, suffisamment éloignées des granodiorites décrites précédemment pour qu'on ne les considère pas comme des apophyses. D'autres sont des roches claires, souvent à composantes pyroclastiques (**), de classification plus difficile et se présentant en diatrèmes. L'étude pétrographique et géochimique de ces roches ne présente pas d'intérêt pour ce mémoire et sera publiée à part. En revanche, les corps de El Borracho et de Casa Blanca ont permis une intéressante observation structurale (voir fig. 18).

1 FILON DE MICROGRANITE PORPHYROÏDE DE "EL BORRACHO"

Ce filon (***) commence aux environs de la "Casa del Borracho" (Garlitos) où il n'a qu'une largeur de quelques mètres, puis forme la colline sur laquelle est située la mine abandonnée de "El Borracho", avec une largeur de près d'une centaine de mètres et se continue enfin avec une puissance de quelques mètres dans la gorge du R. Esteras où il recoupe les Quartzites armoricains. Sa longueur est d'au moins 3 km, mais sa terminaison nord, ca-

(*) Par la suite, une intrusion désignera une injection de matériel igné recoupant la stratification de l'encaissant (filon ou neck par exemple) et une extrusion, une injection parallèle à celle-ci (sill ou laccolithe entre autres).

(**) Ce terme est pris ici dans un sens général : il s'agit de brèches de cheminées et non de produits d'explosions.

(***) Figuré comme une faille sur la carte photogéologique de A. Almela et al. (1962).

chée sous les éboulis de Quartzite armoricain n'a pas été trouvée. Le filon a une orientation de N 70° E, qui correspond à une direction de détente, perpendiculaire aux grands décrochements. Les fissures internes de ce filon, minéralisées en galène et barytine, ont la même direction avec un pendage de 65° N.

Le microgranite change très peu d'aspect, d'une extrémité du filon à l'autre, sauf par sa couleur. La roche comporte toujours des globules de quartz et des phénocristaux de feldspath, le plus souvent automorphes, et de rares micas (voir Pl. III, fig. 2). La pâte est nettement prépondérante. Le coeur du filon est plus basique : il est plus sombre et les seuls phénocristaux sont des plagioclases, mais ce problème intéressant reste à approfondir. Vers le Nord, au-delà des gorges de l'Esteras, la roche passe à un vitrophyre pyroclastique à texture fluidale très marquée.



Figure 17 - Stéréogramme de diaclasses. a - Quartzite armoricain (cote 704, Sierra de la Osa) ;
b - microgranite de Casa Blanca (carrière du Corral de Sancho) ; c - Quartzite armoricain
(Arroyo de los Maderos). Projection sur hémisphère inférieur.

2 — LACCOLITHE ACIDE DE "CASA BLANCA"

L'Ar. de Casa Blanca traverse sur 2 km, dans le sens de la longueur, un dyke de microgranite un peu altéré, particulièrement visible dans une petite carrière au Sud du "Corral de Sancho" (Almadén) où il a un débit colonnaire (voir Pl. II, fig. 5). Les éboulis de Quartzite armoricain et une raña empêchent de voir la largeur de ce dyke (qui est d'au moins 250 m), ainsi que les phénomènes de contact. Vers le Sud, aux environs de la ferme "Casa Blanca", affleurent des rhyolites et des brèches pyroclastiques. Ces dernières renferment des fragments bien arrondis de quartzites et de schistes, ayant de 10 à 20 mm de diamètre. Ces galets vont jusqu'à des dimensions de blocs de 1 m³ (point V6-50) de quartzites et surtout de schistes qui ont été indurés (fig. 18).

L'interstratification apparente de ces laves acides dans les schistes du Llandeilo, m'a incité à l'étude structurale pour dater cette manifestation. Ont été notées ainsi les formes suivantes : - faces des prismes de microgranite dans la carrière située à 1000 m au Sud du "Corral de Sancho" ; - diaclases du Quartzite armoricain en deux points situés de part et d'autre de l'appareil volcanique.

Il n'a pas été possible d'inclure ici les surfaces d'écoulement de la rhyolite qui sont trop irrégulières et entraînent une grande turbulence de la mise en place.

Les stéréogrammes a et c de la figure 17 montrent qu'il y a peu de différence entre les deux unités de quartzite : la direction des couches est la même, le pendage est plus fort dans l'unité ouest (cote 704). Les diaclases les plus développées, sont celles qui sont voisines de la verticale, orientées Nord-Sud. On peut s'étonner de leur décalage par rapport à la verticale, perpendiculaire à la direction de stratification.

Le diagramme b, établi sur le microgranite de la carrière située à 1 km au Nord de Casa Blanca, montre une disposition des diaclases totalement différente. Si l'on prend les lignes de forte densité des diaclases, on voit qu'elles sont disposées dans une symétrie quadratique autour d'un axe plongeant 60° N dans un plan orienté N 45° E (trace A). Sur le terrain, ces mesures correspondent aux axes des prismes et à la direction du filon. Si l'on supprime la ceinture correspondant à ce système, les points restants semblent se disposer selon une symétrie orthorhombique à deux plans verticaux, dont l'un est matérialisé par la trace B.

La comparaison des trois stéréogrammes permet les observations suivantes :

- dans le quartzite, les variations aléatoires des attitudes des diaclases sont plus réduites que dans le microgranite. Dans celui-ci, les diaclases ont été formées par refroidissement et contraction, alors que dans le quartzite, elles sont le produit d'un cisaillement. Les pôles se concentrent en deux maxima perpendiculaires entre eux. Le troisième maximum, perpendiculaire aux deux précédents, est peu marqué, car il correspond à des surfaces peu inclinées sur l'horizontale, où l'erreur de mesure est plus grande ;
- si l'on néglige la ceinture de pôles correspondant aux faces des prismes, il reste peu de diaclases dans le microgranite et celles-ci ne correspondent pas à celles des quartzites ;
- la distribution des diaclases dans le microgranite et dans le quartzite est différente; le microgranite s'est donc mis en place postérieurement au diaclasage des quartzites, concomitant de leur plissement ;
- la direction de l'axe des prismes de microgranite indique, qu'au moment du refroidissement, la surface des isothermes pouvait être assimilée à un plan de direction N 45° W plongeant de 30° vers le Sud-Ouest. On voit d'autre part qu'elle est approximativement parallèle à la stratification des sédiments, déduite des stéréogrammes a et c. L'appellation de laccolithe est donc justifiée. La surface topographique actuelle, presque plane, constitue une coupe oblique à travers l'appareil.

Sauf dans le cas d'un retrait important des laves encore fluides dans les canaux de montée, peu probable, puisque des inclusions de roches effusives n'ont pas été trouvées en dessous de leur niveau stratigraphique, l'exis-

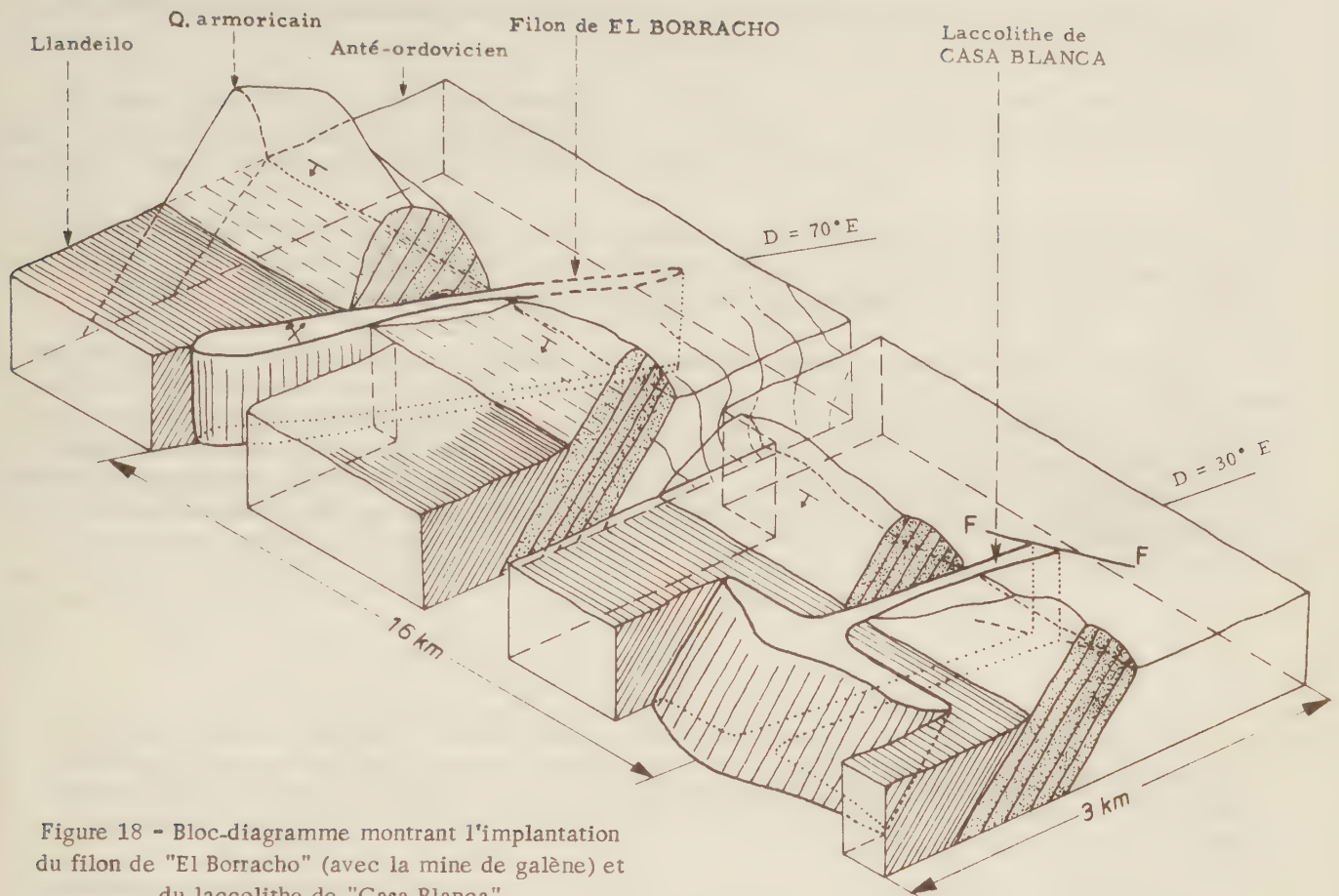


Figure 18 - Bloc-diagramme montrant l'implantation du filon de "El Borracho" (avec la mine de galène) et du laccolithe de "Casa Blanca".

tence de ces appareils et des enclaves bien arrondies semble prouver que le niveau d'érosion actuel est très ancien, antérieur à leur mise en place qui s'est faite à faible profondeur. Cela n'exclut pas des changements de détail, puisque le schéma de la figure 18 montre que les parties bréchiques, donc hautes, des filons de "Casa Blanca" et de "El Borracho" se trouvent, la première au Sud, l'autre au Nord de la barre de Quartzite armoricain. Un recouvrement, érodé depuis le moment des intrusions, a donc dû exister au Nord dans le premier cas, au Sud dans le deuxième.

L'observation de terrain permet de dater de façon relative ces intrusions. Aucune d'entre elles ne semble avoir été soumise à des efforts tectoniques. Plusieurs, au contraire, se sont mises en place dans les grandes failles de décrochement. Ces appareils sont donc *post-tectoniques*. Par suite de la ressemblance chimique avec les granitofides, il serait tentant de considérer ces manifestations comme contemporaines, et procédant d'un même matériel par différenciation.

3 - RHYOLITES DANS LE DÉVONIEN DU SYNCLINAL DE CHILLÓN

La figure 14 montre deux aspects de la localisation de ces roches : elles ne sont connues que dans le Dévonien et sont situées à l'intérieur du triangle formé par les gîtes et indices de mercure. Les rhyolites qui constituent des pointements ne dépassant pas quelques dizaines de mètres carrés (Casas del Castillo, Ar. del Molar Viejo et Casas Cardenas) contiennent des enclaves enallogènes abondantes, témoins des formations traversées. Le grand affleurement de l'Ar. de la Encamada est formé d'une rhyolite sans enclaves. La pâte de cette roche est entièrement

dévitrifiée, contrairement à celle des autres affleurements. Ces différences résultent évidemment des différences dans la taille des cheminées. Notons enfin la fréquence des miaroles (voir Pl. IV, fig. 3).

4 – NECK DU PERALEJO (GUADALMEZ)

Au-dessus des formations tendres du Silurien, se détache un neck d'une hauteur de 30 m et d'un diamètre de plusieurs centaines de mètres, formé par une grande variété de roches. Il constitue les cotes 546 et 547, à 2 km au NNE de Guadalmaz, et avait été signalé par C. de Prado (1855) comme porphyre trachytique.

Les roches du neck sont toutes caractérisées par une pâte aphanéritique, bien que leur aspect varie beaucoup dans le détail. Dans cette pâte on observe, en quantité variable selon l'échantillon, des vacuoles, dont beaucoup sont des moules externes de feldspaths automorphes disparus. On remarque quelquefois une texture planaire, où des lits à feldspaths alternent avec des lits à sphérolites de 2 à 3 mm de diamètre. Certaines parties contiennent des fragments lithiques ou des feldspaths xénomorphes. Dans toutes ces roches, le fer a subi une remobilisation intense, colorant les fentes ou formant des amas d'hématite associés à des cristaux automorphes de quartz (voir Pl. III, fig. 4).

5 – GÉOCHIMIE

Seuls quelques caractères géochimiques de ces roches seront mentionnés ici. Le plus remarquable est la teneur en SiO_2 exceptionnelle (jusqu'à 83,80 %) qu'atteignent quelques rhyolites intrusives du synclinal de Chillón; une telle teneur ne peut s'expliquer que par une silicification importante, par ailleurs accompagnée de kaolinisation (fig. 15 et 16).

Les compositions très variables de ces roches contrastent avec l'homogénéité des résultats des granitoïdes provenant des stocks. Dans le cas des deux masses puissantes, celles de "Casa Blanca" et de "El Borracho", se dessinent des évolutions continues, particulièrement simples pour la première, et parallèles à la série ignée de Daly. La dispersion des rhyolites des diatrèmes, montre au contraire l'importance de la contamination par les enclaves sédimentaires. L'étude géochimique a peu de sens dans ce cas.

6 – MISE EN PLACE

La genèse de ces diatrèmes paraît claire, si l'on retient les deux critères suivants : la morphologie des corps de "Casa Blanca" et de "El Borracho" et la matrice de ces roches qui représente toujours la moitié au moins du volume et qui est une rhyolite ou un verre acide en partie dévitrifié. La présence de fragments lithiques indique la partie la plus superficielle de ces intrusions. Il s'agit essentiellement de matériaux arrachés au substratum lors de l'intrusion : en effet à "Casa Blanca" et à "El Borracho", les inclusions ne contiennent que des schistes, des grès et des quartzites, or l'étage le plus jeune traversé est le Llandeilo et nous ne connaissons pas à Almadén de roches volcaniques effusives plus anciennes que le Llandeilo. En revanche dans les cheminées qui ont traversé jusqu'au Dévonien, on retrouve des inclusions de roches volcaniques basiques, à baguettes de plagioclases, altérées et rares il est vrai.

Ces corps peuvent donc être considérés comme des intrusions de laves acides. Lorsqu'elles sont arrivées à un niveau suffisamment élevé, la pression lithostatique n'a plus été suffisante pour contenir les gaz magmatiques, qui se sont échappés de manière sans doute explosive, et ont fracturé la couverture. Il est possible qu'un mouvement de va-et-vient, comme celui postulé par O. Gates (1959) pour les diatrèmes ("breccia-pipes") de la Shoshone Range (Nevada), ait contribué à l'arrondi des fragments lithiques. Mais il semble plus probable que les

gros blocs arrondis, rencontrés parfois dans ces brèches, soient d'origine superficielle, et soient tombés dans les ouvertures.

La mise en place des intrusions est post-tectonique, car certaines d'entre elles ont utilisé les zones de faiblesse correspondant aux grands décrochements régionaux ou, comme le filon de El Borracho, ont rempli une fracture de détente liée à ces accidents.

C – LES DOLÉRITES INTRUSIVES

Au Sud d'Almadén, on connaît dans l'Anté-ordovicien plusieurs pointements de roches basiques grenues. Ils ont des sections très restreintes, mais forment un groupe homogène, tant du point de vue de leur aspect que des conditions de gisement. Certains pointements dans le Dévonien ou dans le Silurien semblent s'en rapprocher, mais ne correspondent qu'à des coulées très épaisses, où les conditions de refroidissement ont permis l'apparition d'un grain plus gros. Ils seront donc traités dans le paragraphe suivant. Les affleurements à l'Est d'Almadenejos portés sur la carte de A. Almela et al. (1962) comme "diabases" avec des contours sécants sont en fait des effusions interstratifiées (fig. 19).

1 – CONDITIONS D'AFFLEUREMENT ET ÉTUDE STRUCTURALE

Le seul affleurement qui permette de bien voir les relations sécantes entre intrusion et encaissant se trouve dans la tranchée du chemin de fer Madrid-Badajoz (PK 287), où le caractère intrusif apparaît nettement. L'étude structurale est rendue malaisée par l'érosion de l'encaissant, l'exiguïté des affleurements et la grosseur du grain qui empêchent toute analyse au goniomètre de texture.

L'emplacement des affleurements n'est pas toujours révélateur : ils semblent être indépendants des grands décrochements, à l'exception du filon de dolérite du PK 3.6 qui leur est parfaitement parallèle et se place de surcroît au milieu de deux petits accidents, également parallèles à cette direction tectonique majeure. A moins qu'il n'y ait plusieurs générations, on peut donc admettre que les dolérites sont postérieures aux grands décrochements. Cette observation se voit confirmée dans la tranchée du chemin de fer : en effet, les schistes sont tectonisés contrairement au filon de dolérite. Or à cet endroit, les schistes de l'Alcudia ont été charriés par-dessus le Quartzite armoricain par un accident contemporain des décrochements. A Brazatortas, les roches basiques sont également postérieures aux décrochements (Bouyx, 1969).

2 – PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

Ce sont des dolérites très homogènes de couleur gris-vert, à grain moyen (les plagioclases atteignent 1 mm) mais variable d'un affleurement à l'autre et dans lesquelles se remarquent des baguettes de plagioclases et de hornblende. Quelquefois des filonnets de carbonate et d'épidote sont associés à ces roches.

La texture est subophitique, ou intersertale selon les plages, dans l'échantillon provenant du P.K. du chemin de fer Madrid - Badajoz (voir Pl. III, fig. 6).

Les plagioclases (An 30 %) sont subautomorphes et corrodés sur les bords, quelquefois tordus et saussuritisés, mais jamais broyés comme les pyroxènes. Ils englobent souvent ces derniers, auto ou xénomorphes, et s'albitisent par taches avec disparition des macles polysynthétiques. On remarque aussi des antiperthites.

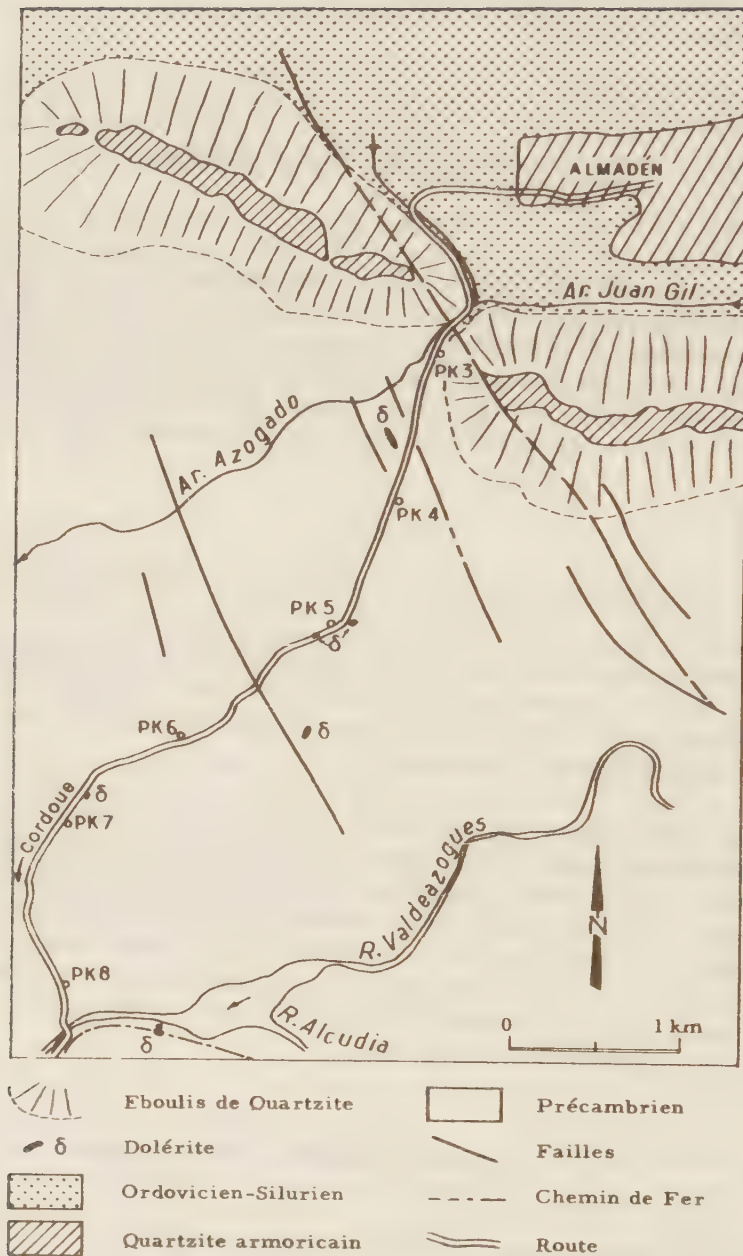


Figure 19 - Carte des affleurements des roches intrusives basiques au Sud d'Almadén.

Le pyroxène (? augite) est fortement craquelé, et abrite dans ses craquelures de la chlorite, de la calcite, ou de l'ouralite (hornblende brune). Celle-ci est subordonnée par rapport au pyroxène, et se développe au coeur de ce dernier et plus souvent sur les bords. Elle n'est pas craquelée comme celui-ci, donc postérieure. Elle s'altère à son tour en chlorite (ripidolite), directement ou par l'intermédiaire d'une actinote.

On trouve enfin de l'apatite (avec un faciès trapu), de l'ilménite (s'altérant en leucoxène), et de rares pyrites.

Les minéraux d'altération sont abondants : chlorites (en plages fibroradiées entre les cristaux), séricite (en grandes paillettes sur les plagioclases), épidotes (pistachite, passant de façon continue à une zoisite), calcite en monocristaux ou dans les cassures des pyroxènes.

L'analyse modale : (I. C. = 190) est la suivante :

plagioclase	43,5 %
pyroxène	17,0
hornblende brune	3,0
ilménite	7,0
calcite	4,0
chlorite	
interstitielle	19,5
sur feldspath	2,0
épidote	4,0
total	100,0

Les pyroxènes ont donc cristallisé en premier, suivis par les plagioclases. Une importante phase deutérique a profondément modifié cette association par saussuritisation et ouralitisaiton. L'albitisation débutante des plagioclases, l'abondance des chlorites et de l'épidote rappellent les dolérites associées aux spilites.

3 - GÉOCHIMIE

a - ÉLÉMENTS MAJEURS

La composition chimique moyenne de ces roches figure dans le tableau 9 et fait apparaître une certaine variabilité, due sans doute à l'étroitesse des conduits. En effet deux échantillons ([63] et [137]) prélevés sur le même affleurement ont donné des résultats assez différents. La diversification chimique est donc bien précoce. Les figures 29 et 59 montrent la position des points représentatifs de ces roches vis-à-vis des roches types, et des roches basiques interstratifiées des formations paléozoïques d'Almadén. Ces points se situent entre ceux des basaltes et des trachy-andésites, mais aucune différenciation ne se dessine.

Par comparaison avec les basaltes, les analyses se signalent par une forte teneur en TiO_2 , par une valeur relativement faible de CaO, ne dépassant jamais 9% et conjointement par une valeur élevée du rapport MgO/CaO qui ne descend guère en dessous de 0,7. La figure 29 montre un enrichissement en Na, qui place ces roches dans le domaine des spilites. La pauvreté relative en Ca, compensée par le Na, indique un début de propylitisaiton, qui était déjà apparu, au cours de l'étude pétrographique grâce à une teneur faible en anorthite (30 % An) des plagioclases, dont l'albitisation partielle avait été notée.

b - ÉLÉMENTS EN TRACES

Quelques alcalins et alcalino-terreux ont été dosés (tableau 10) et les résultats sont très peu cohérents. Il est impossible d'opérer des regroupements à partir de ces teneurs qui sont très variables et sauf pour le Ba et peut-être le Cs, très différentes des valeurs moyennes (x_{RL}) données par H.J. Rösler et H. Lange (1965) pour les basaltes.

	[15]	[16]	[63]	[64]	[65]	[137]	Moyenne
SiO ₂	45,80	43,70	45,50	45,50	43,20	45,90	44,93
Al ₂ O ₃	15,00	15,80	15,60	15,25	13,40	16,50	15,26
Fe ₂ O ₃	13,94	12,84	11,80	11,52	11,44	11,00	12,09
MnO	0,17	0,28	0,18	0,18	0,14	0,19	0,19
MgO	6,23	6,26	6,09	5,29	7,75	6,16	6,30
CaO	8,62	5,25	8,95	7,52	7,93	8,36	7,77
Na ₂ O	3,64	3,97	3,38	3,76	3,73	3,63	3,69
K ₂ O	0,47	0,54	1,14	0,65	1,27	1,43	0,92
TiO ₂	3,50	3,01	3,05	3,06	2,61	2,77	3,00
P.F.	4,15	8,57	4,75	7,07	8,82	4,40	6,29
Total	101,52	100,22	100,44	99,80	100,29	100,34	100,44

Tableau 9 - Compositions chimiques des dolérites intrusives basiques d'Almadén (n = 6) .

EG	Ba	Sr	Rb	Li	Cs
15	185	300	15	58	< 10
16	190	265	14	140	< 10
63	270	570	19	10	< 10
64	145	360	< 10	31	< 10
65	600	290	32	130	< 10
137	400	390	21	12	< 10
-	-	-	-	-	-
$\bar{x}$	300	360	18	63	< 10
$\bar{x}_{RL}$	300/330	440/465	30/45	15/17	1/1.1

Tableau 10 - Teneurs en Ba, Sr, Rb, Li et Cs des dolérites intrusives (en ppm).

Comparaisons des moyennes $\bar{x}$ avec les moyennes tirées de la littérature pour les basaltes $\bar{x}_{RL}$ (Rösler und Lange, 1965).

Les valeurs des rapports K/Rb et Ca/Sr sont par conséquent très variables (tableau 11). Il y a deux explications à ces variabilités : soit une migration des traces, lors des recristallisations (albitisation, ouralitisaiton), soit des différences importantes dans les conditions de cristallisation primaire, qui auraient affecté l'admission des traces dans les réseaux.

<u>EG</u>	<u>K %</u>	<u>Rb ppm</u>	<u>K/Rb</u>	<u>Ca %</u>	<u>Sr ppm</u>	<u>Ca/Sr</u>
15	0,47	15	315	8,62	300	287
16	0,54	14	386	5,25	265	198
63	1,14	19	600	8,95	570	157
64	0,65	-	-	7,52	360	208
65	1,27	32	397	7,93	290	273
137	1,43	21	671	8,36	390	214
$\bar{x}$		18			360	
$\bar{x}_{RL}$	0,83	30 à 45		6,82/7,60	440 à 465	

Tableau 11 - Teneurs en K, Rb, Ca et Sr des dolérites intrusives.

4 - AGE DES INTRUSIONS BASIQUES

La discussion sur l'âge des dolérites doit, faute de mesures géochronologiques, s'appuyer sur les arguments suivants :

- 1/ Jusqu'à preuve du contraire, les affleurements sont exclusivement situés dans l'Anté-Ordovicien ;
- 2/ Il y a une parenté chimique évidente (en anticipant sur le paragraphe suivant) entre ces intrusions et les effusions paléozoïques ;
- 3/ Un des pointements s'aligne parallèlement aux grands décrochements régionaux ;
- 4/ Les dolérites ne semblent pas avoir été soumises à des efforts tectoniques.

D'après l'argument 3/, non contredit par les autres, un âge post-tectonique est le plus probable. Les conditions de cristallisation semblent plus profondes que celles des intrusions acides qui sont, rappelons-nous, quasi superficielles. On peut donc en déduire que les intrusions basiques sont légèrement antérieures et se sont mises en place avant la phase érosive qui a donné approximativement la forme actuelle du relief.

5 CONCLUSION

Plusieurs pointements de dolérites sont connus dans l'Anté-ordovicien de l'anticlinal de l'Alcudia. Ces dolérites ont subi une intense altération tardi-magmatique : saussuritisation des plagioclases et ouralitisaiton des pyroxènes. Leur géochimie montre une certaine hétérogénéité dans leur composition, tant pour les éléments majeurs que pour les traces. Ces compositions correspondent à celles de basaltes évoluant vers les trachy-andésites (pauvreté relative en Ca, richesse en Na, vis-à-vis des basaltes vrais). L'étude structurale montre que ces dolérites sont post-tectoniques et légèrement antérieures aux intrusions acides. On peut donc les considérer comme l'ultime manifestation du volcanisme basique d'Almadén, sans qu'il soit possible de dire si elles se rattachent à la même souche magmatique.

D — LES ROCHES VOLCANIQUES BASIQUES INTERSTRATIFIÉES

Ces roches ont de tout temps attiré l'attention : ainsi C. de Prado en 1855 avait déjà reconnu plusieurs types différant tant par leur composition que par leur âge. Parmi les roches basiques, il distingua l'hypérite granitoïde (norite), le mélaphyre, avec de nombreuses variantes et un passage continu vers les roches à hypersthène ou à épidote, l'ophite (diabase à ouralite) et la spilite. L'apparition "concomitante" du mercure avec l'une des roches ignées lui parut une hypothèse probable, mais qui resta sans preuves. Cette idée fut défendue également par F. Bernaldez et R. Rua Figueroa (1861). Comme les roches basiques interstratifiées (basaltes, dolérites et tufs pyroclastiques) apparaissent au voisinage immédiat du gisement, leur étude est en effet particulièrement importante du point de vue métallogénique.

Depuis P. Van der Veen (1924), a prévalu l'opinion, propagée également par P. Hernandez Sampelayo, que ces diabases étaient l'équivalent des basaltes de Ciudad Real et par conséquent d'âge tertiaire, ce qui rattacherait la minéralisation au cycle alpin. A. Almela et T. Febrel (1960) enfin ont rappelé que ces laves étaient pour la plupart interstratifiées, après les avoir sommairement étudiées. Ces deux auteurs les rattachent au magmatisme basique initial.

1 — OBSERVATIONS DE TERRAIN

a — LES AFFLEUREMENTS ET LA NATURE DE L'INTERSTRATIFICATION

Les roches volcaniques (*) sont bien visibles sur le terrain, sous forme de petits monticules dépassant les sédiments environnants, moins résistants (voir Pl. II, fig. 1 et 6). Il s'en dégage une impression de masses lenticulaires, avec assez peu de continuité latérale. Ce phénomène est bien net dans le Dévonien du synclinal de Chillón le long de la route Almadén-Valdemanco. D'excellents affleurements sont recoupés par les ruisseaux coulant vers le Sud (Ar. Tamujar) et se jetant dans le R. Valdeazogues aux environs du P.K. 5 de la route Almadén-Ciudad Real et montrent parfaitement l'interstratification. Le long de l'Ar. de la Villa, au Sud de Chillón, on trouve quelques structures sécantes, de quelques mètres de longueur, montrant qu'il y a également eu injection.

En règle générale, se pose donc pour les corps interstratifiés, le problème de la distinction entre sill et coulée. La discussion portera sur les observations suivantes :

- au contact avec les roches sédimentaires encaissantes (mur et toit), on ne note aucun métamorphisme de contact, pas plus d'ailleurs que des phénomènes de refroidissement sur les bords des masses interstratifiées ;
- des structures sécantes (en dehors bien entendu des roches acides et des lamprophyres) sont rares mais existent ;
- aucune brèche n'a jamais été remarquée aux contacts, qui sont pour la plupart remarquablement plans ;
- les masses interstratifiées ont en général des puissances réduites (de l'ordre du mètre, exceptionnellement d'une vingtaine de mètres), mais leur extension longitudinale n'a jamais été suivie au-delà de quelques dizaines de mètres, à l'exception du niveau de laves au mur du gisement d'Almadén, qui est connu avec une extension de plusieurs centaines de mètres, pour une épaisseur inférieure à 50 cm.

On serait donc tenté de considérer ces corps comme des coulées, mais la réponse n'est pas définitive :

- aucune polarité n'a été observée, alors que dans le cas d'une coulée on aurait pu s'attendre à une structure particulière du sommet de celle-ci ;
- les dolérites impliquent, par leur texture, un refroidissement lent en une étape, et sont caractéristiques des intrusions ou des coeurs de coulées épaisses.

(*) Le paléomagnétisme de ces roches a été étudié par R. Van der Voo (1967).

J'admets donc que le mode de gisement le plus fréquent, mais non exclusif, des laves basiques est la coulée. L'existence d'une dolérite ne peut être qu'une présomption en faveur d'une structure en sill : A. Arnaud (1966) a décrit des dolérites au coeur des pillows dépassant la taille de 30 cm. Les lattes de plagioclases de ces dolérites atteignent 0,1 x 1,5 mm.

La teinte de ces roches est gris bleu pour les roches interstratifiées, là où elles sont fraîches et gris verdâtre, ou plus rarement rose, quand elles sont altérées. Les tufs pyroclastiques sont gris, et les tufs plus fins, lie de vin. L'altération en pelure d'oignon est fréquente pour les dolérites.

b - RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE

Les levés de terrain ont montré que les roches basiques interstratifiées se rencontraient à plusieurs niveaux stratigraphiques :

- Llanvirn-Llandeilo : aux environs du PK 22 de la route d'Almadén-Ciudad Real ("El Quintillo") et de la mine "La Perla" sur les bords du R. Esteras.
- Wenlock : sur tout le pourtour du synclinal de Chillón, et de façon plus restreinte sur le bord nord du synclinal de Guadalmez et à peine visible sur son bord sud.
- Dévonien moyen : dans le synclinal de Chillón, où elles sont très abondantes, et de façon très subordonnée dans le synclinal de Guadalmez.

On ne rencontre pas, semble-t-il, de roches volcaniques dans d'autres niveaux du secteur étudié. La répartition des roches pyroclastiques est analogue :

- Llanvirn-Llandeilo : aux environs de la mine "La Perla",
- Wenlock : à deux niveaux : - celui de la mine, trouvé au toit du Quartzite du criadero à Almadén, à la Nueva Concepcion, à El Entredicho, et à Las Cuevas (mais dans ce dernier cas, il occupe une position mal définie) ; - un autre, situé à 200 m au-dessus de ce premier et jalonné par des affleurements discontinus depuis la vieille route Almadén-Chillón, jusqu'au PK 14 de la route Almadén-Ciudad Real (voir fig. 48).
- Dévonien moyen : aux environs de Chillón, où elles ont déjà été mentionnées par C. de Prado (1855).

c - RÉPARTITION RÉGIONALE DU VOLCANISME

La description de la répartition stratigraphique du volcanisme souligne implicitement sa concentration dans le synclinal de Chillón. Le synclinal de Guadalmez présente en effet beaucoup moins de roches volcaniques et son Dévonien en est pratiquement dépourvu (*). Les coupes faites dans un rayon d'une vingtaine de kilomètres autour d'Almadén confirment cette observation très importante pour la discussion métallogénique. De rares affleurements existent à S. Benito dans le Wenlock (Marquez Triguero, 1961) et à Herrera del Duque dans le Dévonien (Puschmann, 1970a). Dans le chapitre suivant, on verra que cette concentration correspond à une anomalie positive de la gravité.

2 - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

Trois catégories ont été établies à partir des observations de terrain : - les roches nettement interstratifiées, en coulées ou sills ; - les roches pyroclastiques, généralement interstratifiées, et plus rarement en diatrèmes ; - les roches d'apparence interstratifiée, mais dont les relations géométriques avec l'encaissant ne sont pas claires.

(*) Un affleurement se trouve dans la tranchée au PK 291,5 du chemin de fer Madrid-Badajoz et se situe dans le prolongement d'un autre signalé sur la carte d'A. Almela et al. (1961).

a - LES ROCHES INTERSTRATIFIÉES

Dans ces laves, on remarque une variabilité continue de deux paramètres : - le rapport ferromagnésien / feldspaths plagioclases ; - la texture : il y a continuité entre texture basaltique et doléritique, marquée par la disparition progressive des phénocristaux et des reliquats de verre, et par une augmentation de la taille des cristaux du fond.

La conjonction de ces deux critères permet d'établir un classement des roches.

A / Pétrographie des basaltes

Plusieurs variétés ont été reconnues : basaltes à olivine systématiquement altérée : les plus fréquents ; basaltes à tendance picritique, de même que des basaltes vacuolaires, peu fréquents.

1 - Un type banal : basalte à olivine, plus ou moins altéré.

Au point A1-91 [36], à 200 m au Sud du PK 4 de la route Almadén-Valdemanco (dans le Dévonien, vraisemblablement moyen) affleure une roche de texture microlitique porphyrique. La mésostase est formée de chlorites, de carbonates, d'hydroxydes de Fe, de magnétite et de baguettes de plagioclases souvent complètement carbonatisées. Les phénocristaux sont formés de plagioclases, d'augite et d'olivine. Le plagioclase est un labrador (60 à 65 % An), généralement zoné et souvent tordu ; il comporte des inclusions graphiques d'augite et de plagioclase plus anciens. L'augite est très fracturée et l'olivine ne peut être identifiée que par ses contours (d'après ses produits d'altération, elle a dû être proche de la forstérite, comme on pouvait s'y attendre). L'analyse modale est la suivante :

phénocristaux	
plagioclase	15 %
augite	10 %
olivine	3 %
calcite et minerais	1 %
total	29 %
mésostase	71 %

L'altération deutérique se marque sur les plagioclases par un développement de carbonates et de chlorites le long de [010] ou par la damouritisation du cœur du cristal. L'altération de l'augite se fait toujours à partir des cassures par développement de chlorite, de carbonates et d'oxydes de Fe. Ces changements sont précoces, puisque les pyroxènes inclus dans certains plagioclases sont atteints, alors que le poeciloblaste reste frais.

Les roches voisines diffèrent de ce type selon trois caractères. Le fond peut être plus ou moins dévitrifié : des verres brunâtres et isotropes, ne comportant que très peu de microlites, ont été rencontrés (cette importante observation sera reprise à propos du métamorphisme) (voir Pl. IV, fig. 6). La texture peut donc être vitreuse, hyalopilitique ou microlitique, mais est toujours porphyrique. L'épidote a été notée dans un échantillon. L'altération deutérique se présente avec des intensités très variables et peut aller jusqu'à une transformation complète de tous les phénocristaux qui ont alors la même composition minéralogique (chlorite, carbonates et très peu d'oxydes de Fe) et ne diffèrent plus que par les contours (voir Pl. IV, fig. 2). La composition modale des phénocristaux enfin, varie dans des proportions très larges.

Par suite de la finesse des cristaux, les roches très altérées ne sont pas susceptibles d'une étude microscopique. Une étude aux rayons X sur plusieurs de ces roches a montré que les spectres différaient essentiellement d'après les proportions des différents constituants : albite (An < 5 %), quartz, chlorite et calcite.

Ces transformations sont à rapprocher d'une propylitisation (*), bien qu'elles en diffèrent par la présence fréquente dans les roches d'Almadén de pyroxène, la rareté de l'épidote et de la séricite et l'absence presque générale de pyrite. L'altération observée à Almadén se distingue également des propylitisations observées autour des gisements "épithermaux" par ses caractères géométriques : - elle est régionale et aucune zonalité n'a pu être trouvée ; - elle n'est pas liée à la tectonique, en effet les roches altérées sont souvent dépourvues de fissures. Elle est donc bien deutérique.

2 - Basalte à fond picritique.

L'échantillon A2-228 [294] a été prélevé à 175 m au SSE du Molino de Malagón (PK 8 de la route Almadenejos-Gargantiel). La texture est microlitique porphyrique. Le fond comporte beaucoup de biotite et un peu de hornblende brune, ainsi que de rares plagioclases peu altérés. Les phénocristaux sont uniquement formés de minéraux ferromagnésiens : olivine et pyroxène. Ce dernier est très craquelé et légèrement zoné. L'altération est faible pour les pyroxènes, mais complète pour l'olivine, transformée en talc et en carbonates.

Cette roche présente des caractères de cumulat.

3 - Basalte vacuolaire.

L'échantillon type (A2-118 [207]) provient de la vallée de l'Ar. de la Candelera, à 1,6 km du pont d'Almadenejos. Il se présente comme un basalte banal, avec toutefois un verre particulièrement foncé. Les phénocristaux, non identifiés, sont entièrement transformés en un mélange homogène de chlorite microcristalline et de talc. Les vésicules sont ellipsoïdales et souvent coalescentes. Leur remplissage est très variable : chlorite microcristalline, carbonates en grands cristaux, en partie automorphes, accompagnés de quartz ou d'un mélange microcristallin non identifié (chlorite incolore ?) (voir Pl. IV, fig. 5).

Les basaltes vacuolaires démontrent une mise en place à faible profondeur, permettant le dégazage.

De cette description pétrographique, on retiendra surtout la faible diversité : les différents types reconnus sont tous basiques et voisins des basaltes. Le plagioclase du fond est fréquemment de l'albite (**). La présence, selon l'échantillon, de pyroxène, de hornblende et de biotite montre que l'eau a commencé à agir au cours de la cristallisation des minéraux ferro-magnésiens. D'après ses minéraux d'altération, l'olivine était proche de la forstérite.

Le trait le plus original de ces roches est la convergence entre la paragenèse de basse température (albite, chlorites, carbonates et oxydes de Fe), résultant de l'altération des phénocristaux et celle formée par la cristallisation directe du fond. Au surplus, on notera leur analogie avec celle des spilites.

B/Pétrographie des dolérites

Ces roches sont caractérisées par leur texture (ophitique ou sub-ophitique ou encore intersertale si leur altération est avancée) et par leur composition minéralogique dont les plagioclases et l'augite sont les éléments de base.

(*) Par suite des acceptions variables de ce terme, on peut rappeler une définition récente : "altération deutérique ou hydrothermale des andésites et roches connexes en roches vertes composées essentiellement de chlorite, séricite, épidote, carbonates et quartz, avec de la pyrite disséminée" (Amstutz, 1971). On peut ajouter que la propylitisation constitue en général la zone d'altération la plus éloignée des minéralisations, au-delà des altérations argileuse et potassique, là où un lien existe entre les deux phénomènes.

(**) Vérification aux rayons X par la méthode des raies 131-131.

1 - Dolérite à augite .

L'échantillon type (A2-19 [125]) provient de la rive gauche de l'Ar. de Navaredonda, immédiatement au Nord de l'aqueduc. Sa texture est ophitique et devient intersertale par l'altération. Le plagioclase (5% An) (*) forme des baguettes subautomorphes à contours déchiquetés, non zonées, enchâssées dans de grands pyroxènes (plusieurs millimètres) fracturés à l'extrême. Les espaces entre ces derniers sont remplis de plagioclases, d'amas de chlorite, de rares lamelles de biotite et d'une apatite en baguettes abondantes. Les plagioclases sont damouritisés et quelquefois tachetés. Des chlorites et des carbonates se développent dans les cassures du pyroxène.

2 - Dolérite à hornblende et biotite (voir Pl. IV, fig. 3).

Dans le Valle de Arrubiel (au Nord de Chillón), on trouve dans les déblais d'une recherche minière (**), des échantillons de dolérite (S8-1 [9]) n'ayant pas subi d'altération météorique. La photo aérienne montre bien son interstratification, non visible sur le terrain. La texture de cette roche est ophitique. Les plagioclases sont automorphes et trop altérés pour que la teneur d'An puisse être déterminée. Les minéraux ferromagnésiens sont très abondants dans cette roche et particulièrement la hornblende brune. L'augite (diabase) est subordonnée, et en général entourée d'une couronne de hornblende brune. Celle-ci est quelquefois entourée d'un liseré de hornblende verte, mais avoisine le plus souvent la biotite. L'apatite forme des aiguilles fracturées. Les minéraux opaques sont constitués d'ilménite et de pyrite. Le quartz forme de petites plages interstitielles.

L'altération deutérique a surtout touché les feldspaths qui sont remplacés par des chlorites. Les pyroxènes ont été ouralitisés, puis ces hornblendes ont elles-mêmes été transformées en biotite, qui montre un début de chloritisation. Les cassures des pyroxènes sont remplies de carbonates de chlorite, montrant qu'une chloritisation "directe" s'est également produite. De nombreux amas xénomorphes de talc et de carbonates pourraient provenir de la destabilisation d'une olivine. Le bilan quantitatif de ces altérations reste toutefois à établir.

3 - Un type frais et rare : dolérite à albite prédominante.

L'échantillon (C4-50/51 [23]) provient des pointements à quelques dizaines de mètres au Sud de l'étang de Chillón. Il présente une texture intersertale. Les plagioclases (An < 5%) constituent le minéral le plus abondant et sont toujours très frais mais ont des bords corrodés. On observe deux générations dont la plus grande (1 mm) est formée d'individus généralement tordus, elle serait donc antérieure à la plus petite (0,2 mm). Les espaces entre les feldspaths sont remplis d'ilménite se transformant en leucoxène, d'amas de chlorite très fine et de quartz secondaire. Les carbonates se présentent sous deux formes, en monocristaux très purs, ou en amas microcristallins, teintés en brun clair. Ils empiètent sur les plagioclases et se développent sans être influencés par eux. Les éléments colorés font donc totalement défaut.

Les dolérites se présentent donc avec une composition pétrographique simple : un plagioclase acide, souvent albitisé, des pyroxènes ayant subi des altérations intenses et du quartz interstitiel, en quantité variable. Les minéraux opaques (ilménite essentiellement) sont abondants. En revanche, les proportions des différents minéraux sont soumises à de grandes fluctuations.

C / Les transformations des dolérites

Les plagioclases subissent deux types de transformation : - une albitisation, en taches ou en échiquier, bien visible dans les roches fortement plagioclasiées ; - un développement de chlorite et de carbonate, auxquels se joint plus rarement l'épidote (saussuritisation) dont l'apparition est compensée par un moindre développement des carbonates.

(*) Vérification aux rayons X.

(**) Il s'agit d'une minéralisation de type B. P. C. G. localisée dans des filonnets de quartz-ankérite.

L'augite se transforme également selon deux processus distincts : - développement de chlorite et de carbonate ; - ouralitisaiton, par développement de hornblende brune. Cette dernière peut devenir verte, mais passe généralement à une biotite, qui se dégrade en chlorite.

Pour les deux minéraux, le processus le plus fréquent est la chloritisaiton.

Le problème principal posé par ces altérations est de savoir si elles sont d'origine météorique ou profonde. La faible érosion depuis l'orogénèse hercynienne, postulée d'après les observations sur les roches intrusives acides, voire la différence de couleur entre les affleurements au Nord de Chillón, situés dans une zone presque plate et ceux situés quelques kilomètres plus à l'Est, dans un secteur plus vivement érodé, justifient la question.

Les roches recueillies en mine, ou en sondage, ne présentent pas de différences sensibles, du point de vue de leur minéralogie, avec les échantillons de surface. En dehors d'une croûte d'altération météorique de quelques millimètres, les roches affleurantes ont une composition minéralogique homogène, même aux bords des diaclases. Ces transformations minéralogiques sont donc d'origine profonde et il s'agit de la propylitisaiton décrite à propos des basaltes. Par suite de leur complexité, les essais de séparation de minéraux n'ont pas été poursuivis : on ne peut donc pour l'instant proposer un bilan quantitatif.

L'altération est qualitativement identique pour les roches porphyriques et doléritiques, mais quantitativement moindre dans ces dernières. Les structures sécantes (veinules) sont rares et le métamorphisme régional n'a pas dépassé l'anchi-métamorphisme. On peut donc conclure à une origine autométamorphique de ces transformations, qui se sont produites tout au long du refroidissement, jusqu'après la mise en place, comme l'attestent par exemple les pseudomorphoses respectant parfaitement les contours automorphes des olivines.

Les fluides, CO_2 et H_2O , sont-ils d'origine profonde et comagmatique ou superficiels, remobilisés à partir de l'encaissant ? Des analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone en cours, en collaboration avec le "Max Planck Institut" de Mayence (M. Schidlowski), répondront sans doute à cette question. La faible différenciation des roches d'Almadén, si elle est le résultat d'une montée rapide, favorisée par l'abondance des fluides, peut constituer une présomption en faveur du premier terme de l'alternative : l'origine profonde.

D/Conclusion

Au cours du Paléozoïque moyen (Ordovicien - Silurien - Dévonien) se sont mises en place dans le secteur d'Almadén, des roches volcaniques basiques : basaltes et dolérites. Les caractères pétrographiques présentés et les termes de passages, existant entre les différents types, semblent indiquer une origine commune à tout cet ensemble. Aucun lien n'a été dégagé jusqu'à présent entre les différents faciès décrits et les caractères géologiques suivants : - position géographique, à l'intérieur de la répartition par étages indiquée au début de ce paragraphe ; - nature des roches sédimentaires encaissantes ; - époque de leur mise en place.

Cette indépendance contraste avec les relations trouvées par J. Fabriès (1963) dans le Nord de la province de Séville, entre des roches volcaniques analogues à celles d'Almadén et leur position structurale ainsi que la nature de leur encaissant. Elle se comprend cependant au vu de l'homogénéité structurale du secteur étudié à Almadén et de la monotonie des faciès sédimentaires, toujours détritiques.

Au moment de leur effusion, les basaltes ont vu leurs phénocristaux, déjà formés en profondeur, se transformer par albitisation, carbonatation et chloritisaiton, alors que du fait de la température relativement basse de ces masses, la pâte a directement donné par cristallisation une paragenèse identique. Les dolérites, au contraire, ont subi une différenciation, qui va jusqu'à l'équivalent des andésites quartzifères, puis elles ont été le siège des mêmes transformations que les basaltes. L'ensemble de la série est donc caractérisé par le remplacement, plus ou

moins complet, d'une paragenèse de haute température par une autre de basse température. Le phénomène deutérique s'est développé sans aucun doute sous l'influence des fluides.

b - ROCHES PYROCLASTIQUES (★)

Leur aspect permet de les classer au premier abord en trois groupes bien distincts : - tufs lie de vin ; - brèches pyroclastiques ; - brèches pyroclastiques du type "frailesca".

A / Tufs lie de vin

Un niveau de tufs rouges, peu consolidés, apparaît près de la limite entre Dévonien moyen et supérieur dans le synclinal de Chillón. Il constitue un niveau repère qui peut être suivi depuis ce village (voir fig. 13), jusqu'au cimetière d'Almadén. Sur le flanc nord du synclinal, les affleurements sont plus réduits. Des coulées très minces sont quelquefois mélangées à ces tufs et prennent les mêmes couleur et aspect macroscopique. Des roches analogues, plus fines et versicolores ont été rencontrées immédiatement au Sud de Garlitos.

Il est curieux de constater l'existence de ce niveau, riche en fer, dont on ne connaît pas la continuité latérale. Correspond-il au grès ferrugineux, décrit dans le paragraphe sur les formations dévoniennes ?

D'autres niveaux moins caractéristiques ont également été trouvés, mais sont strictement limités au Dévonien.

L'échantillon type (C4-21 [13] - Pl. V, fig. 1) a été prélevé sur la vieille route de Chillón à Almadén, à 160 m au SE de la fontaine (fig. 13). Sa texture est hétérogène, pélitique, à fragments moyens, avec un litage bien visible. Le ciment, sans doute une cendre volcanique, est en partie isotrope et contient des grains de quartz détritiques, de la séricite et d'autres phyllites. Les fragments clastiques les plus grands sont formés de quartz et d'esquilles de verre aplaties, quasi opaques, dont le fer diffuse dans le ciment.

B / Brèches pyroclastiques

Ces roches se différencient par leur couleur grise, verdâtre ou bleuâtre et la dimension plus fine des composants clastiques. Elles seront illustrées par deux exemples :

L'échantillon (C4-58 [30]) provient du chemin quittant l'extrémité orientale de Chillón vers le NNE, à 300 m au NW de l'Ar. de la Villa. Des carbonates à grain fin cimentent des scories vacuolaires dont les cavités sont remplies de carbonates ou de chlorites. Ces scories sont vitreuses pour l'essentiel et contiennent des plagioclases très frais mais rares. Les fissures de la roche sont cimentées par des carbonates et accessoirement du quartz.

Une roche de grain plus grossier (C4-25 [2]) a été trouvée à l'Est des dernières maisons de Chillón, à une cinquantaine de mètres au Nord du pont sur l'Ar. de la Villa. Le ciment est formé de carbonates en gros cristaux, et en partie d'oxydes de Fe qui constituent un fin liseré autour des fragments clastiques (lithiques ou minéraux). Les premiers sont formés d'une plagioclasolite à feldspaths tordus, sans minéraux ferro-magnésiens, de grès, quelquefois pyriteux et d'esquilles de verre. Du quartz, des plagioclases et de l'orthose constituent ces fragments minéraux. Les plagioclases sont systématiquement albitisés en échiquier, sans qu'aucune zonalité n'apparaisse (on en conclut que l'albitisation est antérieure à la fracturation).

L'observation macroscopique conduit aux remarques suivantes :

- des laves vacuolaires, presque complètement vitreuses, constituent la majeure partie des fragments lithiques rencontrés dans les brèches. Certains niveaux ne comportent pas d'autres roches.

(★) Aucune forme de volcanisme subaérien n'a été rencontrée.

- les carbonates, presque toujours limpides, sont abondants et constituent généralement le ciment, spathique, de la roche et remplissent les vacuoles des fragments. L'identité d'aspect des deux carbonates est complète.
- une relation semble exister entre ces deux constituants : plus les laves vacuolaires sont abondantes dans les fragments lithiques, plus la teneur de carbonates est grande. La richesse en gaz des laves est responsable à la fois des vacuoles et des carbonates. En effet, mise à part la vapeur d'eau, le CO_2 est le constituant le plus important des gaz volcaniques, ce qui ne préjuge en rien d'ailleurs de sa source (voir Pl. V, fig. 2).
- plus rarement un ciment vitreux a été observé : il s'agit de scories tombées dans une lave en fusion (échantillon A2-109 [204]).
- par comparaison avec les roches basiques porphyriques, on constate que les verres sont plus fréquents dans les scories des roches volcano-sédimentaires que dans les coulées. Cela n'a rien d'étonnant puisque les conditions de mise en place en sont responsables. En effet, le refroidissement particulièrement rapide des scories a provoqué leur trempe.
- on constate enfin que les feldspaths sont les seuls minéraux rencontrés et qu'ils sont frais. Les minéraux ferromagnésiens font défaut. Les plagioclases sont exclusivement albitiques et de l'orthose primaire a été notée.

C / Brèches pyroclastiques du type "Frailesca" (Grauwacke à ciment carbonato-pélitique) (*)

Ces roches ne sont pas liées, rappelons-le, à un niveau stratigraphique donné, mais ont été rencontrées dans l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien, comme C. de Prado (1855) l'avait déjà noté. L'observation de terrain ne permet pas pour l'instant d'attribuer à ces brèches une place bien définie dans le cycle éruptif. Si celle de l'Ordovicien et celle rencontrée au toit de la mine marquent bien le début d'un cycle, celle du Silurien moyen est accompagnée, semble-t-il, seulement d'une faible activité volcanique et celle du Dévonien se placerait plutôt au milieu d'un cycle.

La frailesca du Silurien moyen a pu être suivie de manière très discontinue sur environ 16 km. A son affleurement le plus occidental, à 250 m au Sud de la cote 593 située sur la vieille route Almadén-Chillon (voir fig. 48), elle ne comporte plus qu'une faible composante pyroclastique. Une stratification est visible dans certains échantillons, révélant, tout comme l'observation microscopique, sa nature volcano-sédimentaire. J. Quintero suppose l'existence d'une cheminée volcanique passant par cet affleurement et la mine d'Almadén. Par suite de son incidence métallogénique, cette question sera examinée à fond dans le chapitre I de la deuxième partie. En soi l'existence d'une cheminée de ce type n'a cependant rien d'hypothétique, puisqu'une telle structure a été observée dans le Llandeilo au voisinage d'une petite mine de Pb abandonnée, dans la vallée du Colmenar (Almadenejos), où elle ne semble pas traverser le Quartzite "canteras" (voir fig. 68).

La principale caractéristique des "frailesca" est, comme le montre l'exemple suivant, son origine polygénique : dans le ciment, comme dans les fragments lithiques, le matériel d'origine sédimentaire est bien représenté.

L'échantillon type (A6-21/1 [164]) a été prélevé sur le flanc nord de la tranchée située au PK 14,250 de la route Almadén-Ciudad Real. Son ciment est formé de carbonates et de phyllites, colorées en brun. Les fragments lithiques sont constitués de grès, de schistes et de roches volcaniques, vitreuses essentiellement, avec de rares baguettes de plagioclases et des vacuoles remplies de chlorite ou de carbonates. Les fragments minéraux sont beaucoup plus petits et constituent une composante diluée. Il s'agit de quartz anguleux à arrondis. Un grain de picotite a été noté. Les fissures de la roche sont cimentées par des carbonates.

(*) La "frailesca" ou "roca frailesca" tire son nom de sa couleur grise, semblable à celle de la bure dont se vêtissent les frères (frailes) du couvent en ruine entre Almadén et Chillon. Comme C. de Prado (1855), j'étendrai ce terme à toute formation pyroclastique grossière provenant de la zone étudiée. La frailesca présente une analogie évidente avec le schalstein.

Cet échantillon est voisin de celui décrit dans le chapitre I de la deuxième partie et provenant de la mine, qui ne se distingue de celui-ci que par une teneur plus importante en carbonates du ciment. L'abondance de ces carbonates demande un ajustement du terme grauwacke, qui ne s'applique qu'à des roches dont le ciment est purement pélitique.

D/Conclusion

Les roches volcano-sédimentaires sont très importantes à plusieurs titres pour la compréhension pétrogénétique du volcanisme basique.

- elles montrent tout d'abord la richesse des laves en fluides (CO_2 en particulier). Les explosions sous-marines sont souvent à répétition, mais l'explosion initiale est toujours provoquée par les fluides de la lave et jamais par l'eau de mer avec laquelle celle-ci vient en contact (Tazieff, 1972). Ces remarques corroborent la richesse en fluides du magma, déjà soulignée dans le paragraphe précédent à l'occasion des phénomènes deutériques.

- elles constituent un indicateur de bathymétrie. Lors d'une pression hydrostatique faible, les laves se sont dégazées, donnant naissance à des carbonates et à des scories ; lorsque la pression a été plus élevée, les laves ont conservé leurs fluides qui ont alors abouti à toutes les transformations vues précédemment ;

- elles correspondent à une pétrographie particulière des laves : les fragments vitreux prédominent largement et l'on est frappé par l'absence de minéraux ferromagnésiens dans les fragments de dolérite. Les plagioclases sont particulièrement révélateurs. Quand ils sont frais, on reconnaît en général de l'albite en échiquier, xénomorphe, parce que résultant d'une fracturation. Aucune zonalité orientée par le contour de fracture n'apparaît. On peut en conclure que l'albitisation a précédé la phase d'explosion. L'albite n'est pas en équilibre avec la paragenèse de haute température que nous connaissons. Elle provient alors vraisemblablement d'un épisode volcanique antérieur, où les réactions deutériques ont eu le temps de se faire. Elle démontre donc que la paragenèse de basse température n'est pas la conséquence d'un métamorphisme régional.

c - ROCHES VOLCANIQUES "INCERTAE SEDIS"

A/Albite

Dans le vallon au NW du PK 5,250 de la route Almadén-Valdemanco affleure, en un minuscule pointement, une roche unique de teinte rose fané, formée d'un enchevêtrement de baguettes de feldspath, séparées par des vides ou des amas d'oxydes Fe (limonite ou hématite) (échantillon A1-71 [50]) (voir Pl. IV, fig. 4). Les caractères géométriques de ce pointement n'ont pu être déterminés.

La texture de cette roche est grenue, équigranulaire avec une fluidalité marquée. Le plagioclase ($\sim 0\%$ d'An) est le minéral nettement prédominant. Les individus sont xénomorphes entre eux, mais automorphes vis-à-vis des cavités et du quartz secondaire. Aucune macles polysynthétique n'est visible, mais le faciès "en échiquier" est très courant. L'albite est saupoudrée d'une fine poussière d'oxydes de Fe. Les espaces entre ses cristaux sont remplis d'oxydes de Fe (goethite), en amas ou en réseau, et de quartz secondaire. La séricite est rare.

La présence d'oxydes de Fe et de cavités laisse supposer une intense altération, peut-être d'origine météorique. Il n'est donc pas possible de conjecturer le terme de départ d'une telle roche, mais dans sa composition actuelle, elle n'a plus rien d'une roche basique. Cette roche est à rapprocher de la dolérite à albite prédominante, décrite précédemment.

B/Les roches du PK 2,5 de la route de Saceruela

Ce pointement, en forme de butte, diffère de tous les précédents par sa dimension (0,3 x 1 km), la texture plus grossière, la relative fraicheur et la plus grande hétérogénéité des roches qui le constituent. Ces caractères sont sans aucun doute la conséquence de la dimension exceptionnelle de la masse rocheuse. Une remarquable al-

tération en pelure d'oignon est observable et jusqu'à une vingtaine de "peaux" ont pu être notées autour d'un même noyau (voir Pl. II, fig. 3 et 4). Le type le plus courant est une dolérite verdâtre, grossièrement fluidale, à plagioclase et augite en baguettes qui peuvent exceptionnellement atteindre 2 cm de long. Des filonnets de un à plusieurs centimètres de puissance, plus clairs que la roche et de nature aplitique, traversent celle-ci. Enfin on observe aussi des parties aplitiques diffuses, auxquelles sont associées des amygdales blanches à bords de quartz laiteux et noyau de carbonate rose (rhodochrosite).

L'extrémité nord de cette butte est formée d'un basalte à grain fin, sans olivine, montrant des nids où des prismes trapus d'augite sont cimentés par du quartz laiteux. Ce basalte est légèrement sécant par rapport au litage de la roche encaissante : l'angle du litage avec le plan de contact est de 10°, mais les relations avec la dolérite ne sont pas visibles. Il pourrait cependant s'agir d'un faciès de bordure. Cette discordance est insuffisante pour classer le corps comme dyke ou sill. Aucun autre dyke ou neck n'ayant été observé dans les formations paléozoïques datées, il est plus probable qu'il s'agisse d'un sill.

La texture de cette dolérite (A1-46 [130] et A1-46 [14]) est subophitique, devenant intersertale ou intergranulaire en fonction de la composition minéralogique (voir Pl. III, fig. 5). Le plagioclase est un oligoclase (25 % An). Les baguettes automorphes sont allongées selon [001] et légèrement tordues. De la chlorite fibroradiée et de la séricite rare se développent sur les feldspaths, de même que la pistachite dans les échantillons les moins frais. Les macles (selon la loi de l'albite seule ou selon plusieurs lois) sont rares. Aucun zonage n'a été noté. Les plagioclases de quelques échantillons contiennent des inclusions xénomorphes de pyroxène. Le quartz est xénomorphe, sauf quand il avoisine la calcite. Il se développe aussi bien dans les feldspaths que dans les interstices, et contient de nombreuses inclusions solides indéterminées et quelquefois de l'apatite. Il peut englober des reliques de feldspath. L'augite titanifère est en général subautomorphe. L'apatite et l'ilménite restent subordonnées. L'altération se traduit avant tout par une chloritisation, et la saussuritisation reste subordonnée.

D'autres dolérites analogues se retrouvent au Sud de S. Benito, sur les bords du R. Guadalmez.

C/Remarque d'ensemble

Ces roches sont différentes des roches intrusives basiques par leur pétrographie, et leur fraicheur et les relations avec l'encaissant les distinguent d'avec les roches basiques interstratifiées. Elles ont donc été groupées à part, sans que cela implique une origine commune.

d - CONCLUSIONS

L'étude pétrographique a dégagé les caractères principaux suivants : faible différenciation magmatique et altération variable, souvent très forte, de toutes ces roches basiques. La présence de basaltes et de brèches d'explosion ("frailasca") qui n'ont pu se mettre en place qu'à des interfaces sédiment-eau, démontre l'existence de trois périodes séparées d'activité volcanique.

3 GÉOCHIMIE

L'étude pétrographique aboutissait en fin de compte à la constatation d'une faible différenciation magmatique classique, presque complètement oblitérée par des réactions deutériques. Un tel support ne semblait pas très favorable, a priori, à une étude géochimique. Pourtant, elle a été utilisée car elle semblait, mieux qu'une analyse diffractométrique semi-quantitative, pouvoir cerner la phase deutérique. Puis éliminés les effets de cette dernière, on pouvait espérer dégager les différenciations et affiliations magmatiques. La principale difficulté a précisément été de séparer ces phénomènes interférents. Toutes les interprétations suivantes ont été vérifiées par un retour à la pétrographie. Une série de 117 échantillons, prélevés au jour, après élimination des effets visibles de

l'altération météorique, a été analysée au quantomètre du C.R.P.G., selon un procédé désormais bien connu. Compte tenu des subdivisions pétrographiques et stratigraphiques établies, ce chiffre présente un minimum pour que chaque groupe soit valablement représenté. La répartition de ces échantillons est donnée dans le tableau 12.

	<u>Ordovicien</u>	<u>Silurien</u>	<u>Dévonien</u>		
Basaltes à olivine	4	12	21		
Basaltes à fond picroclitique	4	9	10		
Basaltes vacuolaires	1	5	10		
R. microlitiques	<u>9</u>	<u>26</u>	<u>41</u>	=	76
Dolérite à biotite	4	3	7		
Dolérite à augite	4	10			
Dolérite à olivine		1	4		
Dolérite altérée	1	5	2		
R. doléritiques	<u>9</u>	<u>19</u>	<u>13</u>	=	41
Total	18	45	54	=	117
Dolérites/Total	50 %	42 %	24 %		

Tableau 12 - Répartition pétrographique des roches basiques interstratifiées d'Almadén en fonction de l'âge de l'encaissant.

Afin de simplifier les diagrammes, les points représentatifs n'ont pas toujours été reportés individuellement, mais seuls l'ont été les contours des nuages et les points aberrants. A titre de comparaison, ont également été figurés sur certaines représentations les points ou zones correspondant à des roches voisines (Dolérites intrusives ou roches interstratifiées prélevées en mine). En revanche, la géochimie des roches volcano-sédimentaires n'a pas été traitée, par suite de la complexité du problème, due au mélange de deux matériaux distincts, dont les proportions sont difficiles à apprécier.

Les diagrammes retenus sont "chimico-minéralogiques" et permettent de faire intervenir facilement les minéraux dans la discussion. Enfin, dans la présente étude, ils ont souvent été utilisés en codant les points représentatifs, de manière à faire apparaître des subdivisions, pétrographiques ou chronologiques, ou des tranches de teneurs d'un élément donné.

Il n'est pas inutile de signaler que les échantillons sont représentatifs de corps (coulées et sills). Les variations observées sont donc la somme des variations entre les corps et de celles à l'intérieur de ces derniers. Les conditions d'affleurements n'ont pas permis d'étudier une telle différenciation interne, à laquelle l'homogénéité d'aspect des affleurements n'invitait pas non plus. Ce problème sera abordé ultérieurement à l'aide des échantillons de sondages que le Conseil des Mines d'Almadén a accepté de mettre à ma disposition.

a - LES ANALYSES GLOBALES : ÉLÉMENTS MAJEURS

A/Histogrammes de fréquence

Les histogrammes de fréquence ont été construits pour les éléments majeurs (fig. 20). Certaines de ces courbes donnent l'impression d'une bimodalité. La droite de Henry, construite pour SiO_2 (fig. 21) montre que, s'il y a effectivement deux sous-populations, celles-ci ont des paramètres tels que l'ensemble peut être considéré comme une population gaussienne. Par ailleurs, les valeurs des coefficients d'asymétrie et de kurtosis (tableau 13) ré-

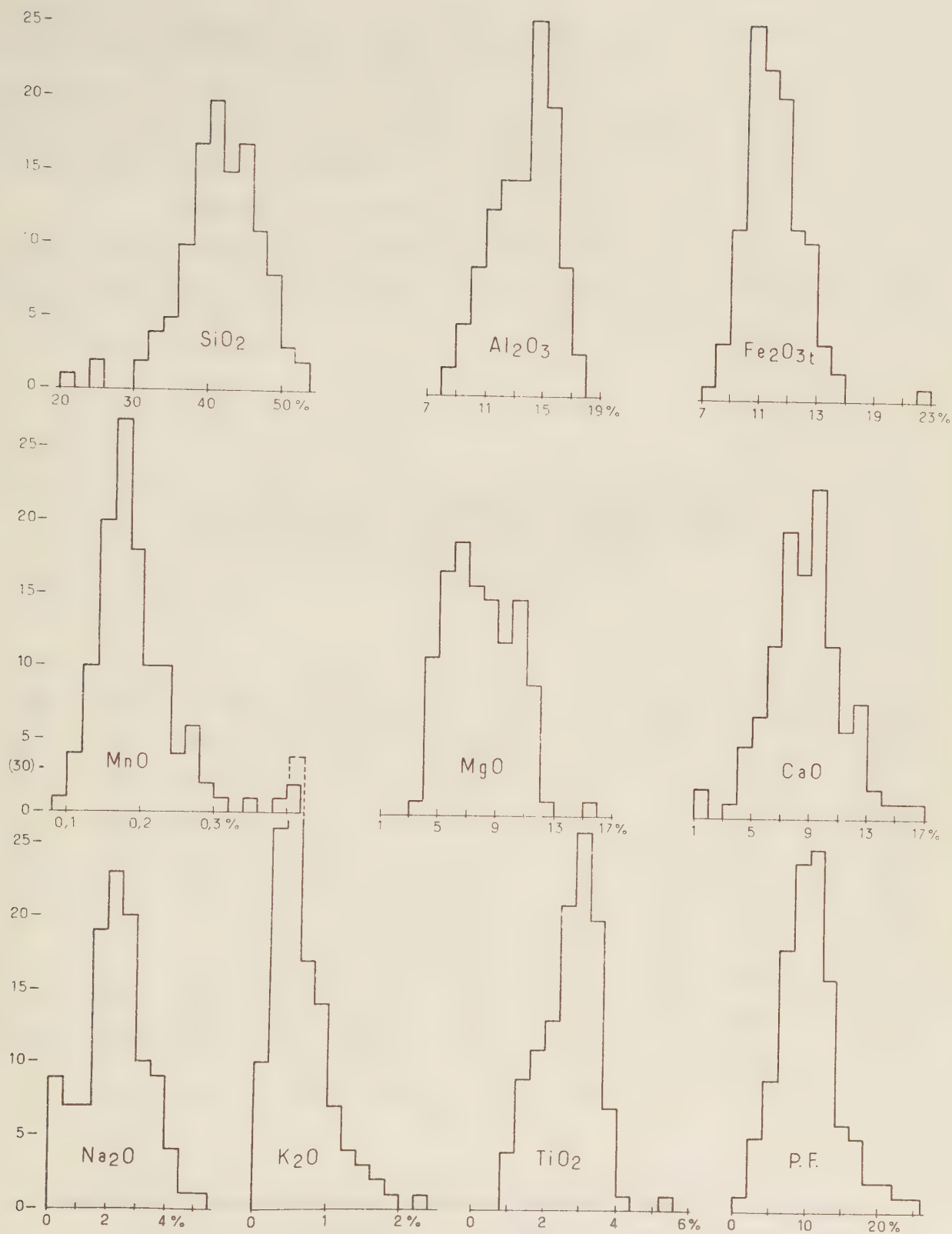


Figure 20 - Histogrammes de fréquence des éléments majeurs et de la perte au feu (P.F.) des roches basiques interstratifiées d'Almadén (n = 117).

	Asymétrie	Kurtosis	Normalité
SiO ₂	- 2,36	0,42	oui
Al ₂ O ₃	- 5,40	- 2,58	non
Fe ₂ O ₃	0,98	0,13	oui
MnO	2,19	0,29	oui
MgO	2,94	- 0,37	non
CaO	0,59	0,53	oui
Na ₂ O	0,76	- 0,73	oui
K ₂ O	2,58	0,32	non
TiO ₂	- 0,34	- 0,04	oui
P.F.	2,90	0,42	non

Tableau 13 - Coefficients d'asymétrie et de kurtosis calculés pour les éléments majeurs des roches basiques interstratifiées d'Almadèn (n = 117). La valeur critique pour un seuil de confiance de 99% est : 2,36.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42,79	45,24	47,56	44,06	45,05	39,77	39,76	39,21	40,58
Al ₂ O ₃	14,29	13,35	14,43	13,85	14,10	13,23	13,95	12,06	13,22
Fe ₂ O ₃	11,15	11,97	10,40	10,97	11,03	12,37	12,55	12,60	11,62
MnO	0,19	0,14	0,15	0,17	0,16	0,20	0,20	0,19	0,21
MgO	7,55	8,31	6,33	7,82	7,32	8,13	7,74	9,40	7,19
CaO	8,83	5,97	8,08	8,23	7,94	9,07	8,71	10,09	8,45
Na ₂ O	2,73	2,27	2,68	1,94	2,53	1,93	1,90	1,65	2,41
K ₂ O	0,72	0,48	0,58	0,37	0,58	0,66	0,59	0,73	0,70
TiO ₂	1,90	1,71	1,81	2,42	1,90	2,93	2,98	3,05	2,64
P.F.	9,10	10,19	7,79	9,66	8,93	11,35	11,11	10,67	12,84
Total	99,25	99,63	99,81	99,49	99,54	99,64	99,49	99,65	99,86
n	14	8	14	5	41	76	37	23	16

Tableau 14 - Composition chimique des différents groupes pétrographiques de roches basiques
1 - Dolérite à hornblende, biotite ; 2 - Dolérite altérée ; 3 - Dolérite à augite ;
4 - Dolérite à olivine ; 5 - Ensemble des dolérites ; 6 - Ensemble des basaltes ;
7 - Basaltes à olivine et basaltes altérés ; 8 - Basaltes à fond picritique ;
9 - Basaltes vacuolaires

vèlent, qu'à l'exception de Al_2O_3 , les distributions sont approximativement gaussiennes. Cette quasi-normalité peut être rapprochée du caractère peu affirmé de la différenciation primaire.

Deux constituants attirent l'attention par leurs valeurs élevées. La perte au feu (P.F.) oscille autour de 10% et dépasse 20% pour quelques échantillons : elle traduit une altération très forte et accentue évidemment la dispersion des autres éléments. La teneur en TiO_2 avoisine 3% : ce chiffre n'est toutefois pas extraordinaire car 15% des analyses de basaltes compilées par V. Manson (1967) dépassent cette valeur.

B/Composition des différents types pétrographiques (tableau 14)

Au niveau des sous-groupes, dolérites et basaltes, apparaissent deux différences significatives :

- les dolérites présentent un enrichissement des éléments de l'albite qui s'oppose à un enrichissement des éléments des minéraux ferro-magnésiens et du Ca dans les basaltes. Le rôle de K_2O n'est pas net.
- la P.F. des basaltes est plus élevée.

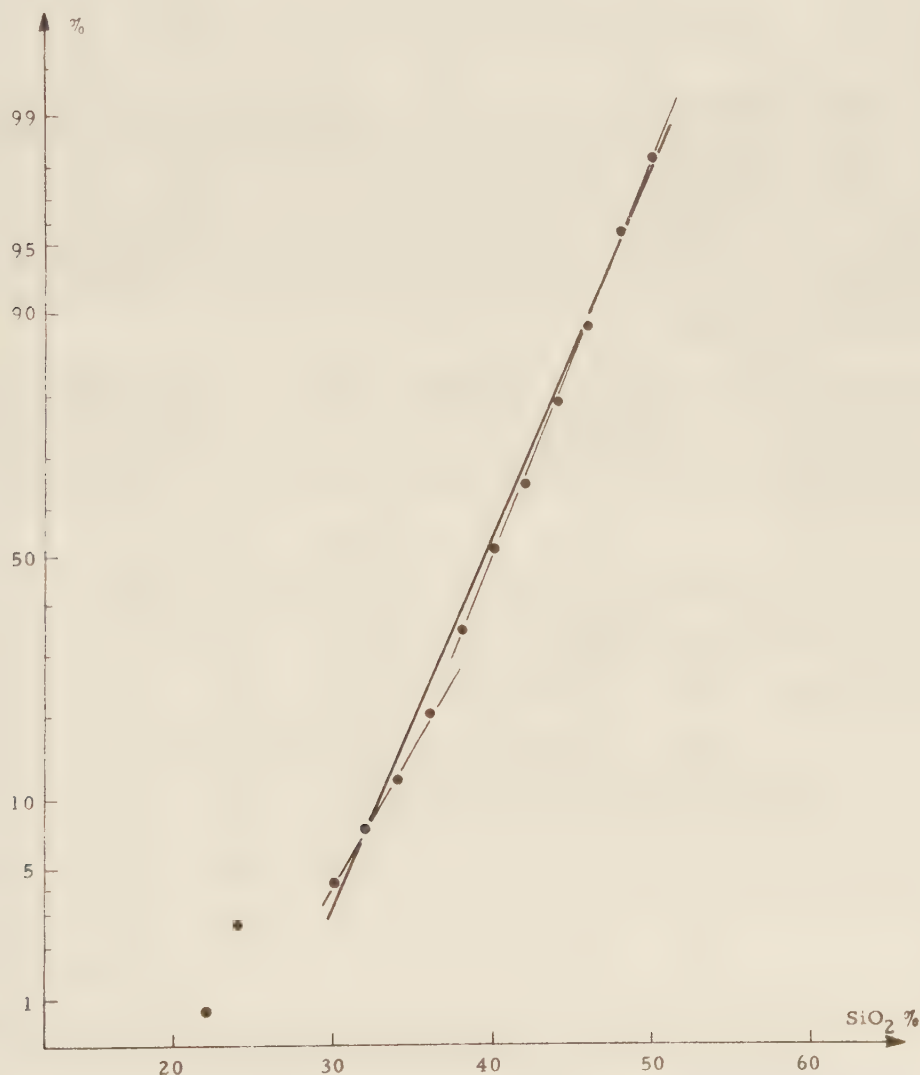


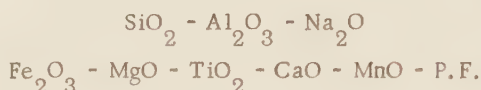
Figure 21 - Droite de Henry des teneurs en SiO_2 des roches basiques interstratifiées d'Almadén.

Une telle différence peut être due à un processus profond ou à l'altération. Si tout le Na_2O de la différence entre les colonnes 5 et 6 (0,60 %) était lié à l'albite, cela correspondrait à 3,8 % de SiO_2 et 1% de Al_2O_3 . Or ces chiffres sont très voisins des différences observées sur ces deux éléments (4,2 et 0,9 % respectivement).

On en conclut que chimiquement les dolérites et les basaltes se distinguent essentiellement par leur teneur en albite normative. Il semble en effet peu probable que l'altération des basaltes ait entraîné SiO_2 , Al_2O_3 et Na_2O juste dans les proportions de ce feldspath. La différence est faible toutefois : l'albite normative se monte à 20 % pour les dolérites, 16 % pour les basaltes.

C/Corrélations entre éléments

Ce problème a été traité par les coefficients de corrélations totales (tableau 15), puisque les différents éléments ont des distributions voisines de la normale. La présentation synthétique déjà utilisée (Saupé, 1966) (fig. 22 a et b) confirme les groupements observés :



Le premier correspond au quartz et à l'albite, le deuxième aux minéraux ferro-magnésiens et au Ca. Le tableau 14 (colonne 5 et 6) montre qu'ils sont commandés par l'existence de deux types pétrographiques de composition légèrement différente et n'apportent donc pas une information nouvelle. D'autre part, le partage des oxydes, sauf Na_2O , est plus compliqué que ce schéma ne l'indique, puisqu'ils participent à plusieurs minéraux. C'est la relation principale qui est démontrée par ce calcul. La présence de Ca dans le deuxième groupe est logique : il entre dans les pyroxènes et on sait que la teneur en anorthite augmente avec celle des pyroxènes dans les roches basiques, par suite de la différenciation. Sa liaison avec la P.F. montre que celle-ci est à prédominance de CO_2 pour les valeurs les plus élevées.

Les corrélations totales négatives renforcent cette image et montrent en outre la position spéciale du Ti : il semble se substituer au Fe dans certains minéraux (titano-magnétite ?). Les corrélations partielles sont toutes négatives au-dessus du seuil de discrimination et leur interprétation n'a donc pas de signification. Des techniques statistiques non paramétriques, très simples, ont confirmé ces résultats, mais ne sont pas données ici.

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P.F.	
	420	- 448	- 524	- 388	- 619	603	- 050	- 313	- 745	SiO_2
		- 136	- 192	- 650	- 422	582	064	- 111	- 527	Al_2O_3
			334	212	- 057	- 394	- 042	- 321	095	Fe_2O_3
				144	227	- 358	081	247	437	MnO
					206	- 577	- 043	124	268	MgO
						- 424	- 041	105	429	CaO
							- 040	- 180	- 518	Na_2O
								132	- 032	K_2O
									060	TiO_2

Tableau 15 - Matrice des corrélations totales inter-éléments des laves basiques interstratifiées (n = 117). Le 0 et la virgule ont été omis devant les chiffres. Les valeurs critiques sont pour des seuils de confiance de 99% : 0,240 et de 95% : 0,182.

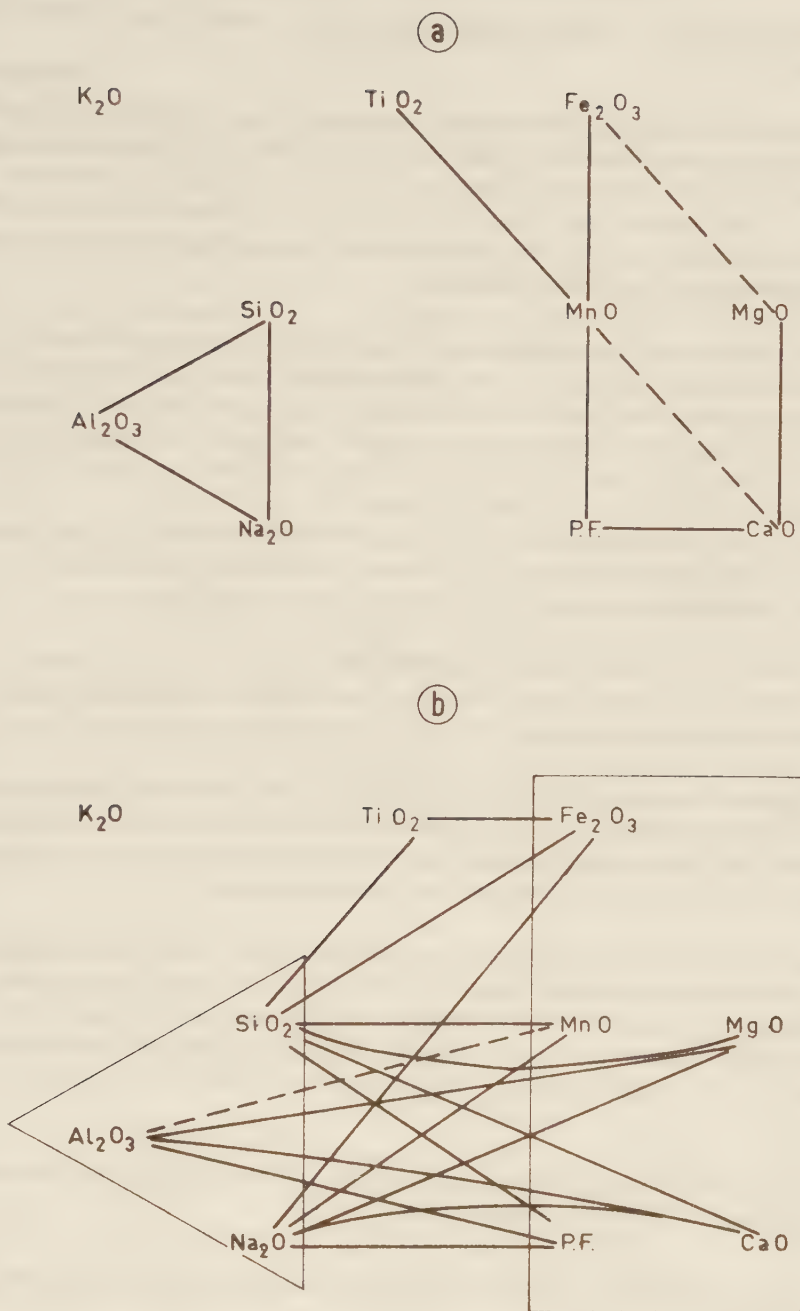


Figure 22 - Représentation graphique des corrélations entre éléments majeurs des laves interstratifiées d'Almadén. Corrélations totales positives (a) et négatives (b). Seuils de confiance 99% (trait plein) et 95% (tireté).

D / Profil des teneurs dans une succession de coulées

Deux successions d'une dizaine de coulées basaltiques siluriennes ont été échantillonnées dans la vallée de l'Ar. de la Zarza (Almadenejos).

Les teneurs des différents éléments ont été reportées dans l'ordre "stratigraphique" des coulées. Ces profils ont été étudiés et comparés entre eux. Peu de régularités sont apparentes : SiO_2 décroît du bas vers le haut de l'une des séquences mais de manière hésitante et dans un cas, la P.F. croît assez régulièrement du simple au double. La constatation la plus frappante dans l'une des coulées, est la variation parallèle du TiO_2 et du K_2O inhabituelle, puisque ces éléments sont en général antithétiques. Ce parallélisme n'est pas une règle générale à Almadén, comme le montre le calcul des corrélations.

On peut se demander si la succession de huit variations parallèles de ces deux éléments est due au hasard. La probabilité P d'un tel événement est de $1/2^n$. Dans notre exemple $n = 8$ (9 échantillons), d'où $P = 1/256$, ce qui est très faible, et on peut considérer que cette concomitance traduit une réalité. Or on connaît des exemples de basaltes tholéitiques présentant une culmination du Ti et du K (outre celle du Fe, plus classique en pareil cas) lorsque leur différenciation atteint le stade andésitique (Leterrier, de La Roche et Ruegg, 1972). Le parallélisme du Ti et du K, joint aux teneurs élevées en Fe (tableau 14), fournit donc une clé importante pour le rattachement des basaltes d'Almadén à une souche tholéitique. Par ailleurs, il montre que les teneurs en K et Ti n'ont pas beaucoup varié au cours de l'altération, ou ont varié parallèlement, ce qui est improbable.

E/Conclusions

L'intérêt de ces réflexions sur les analyses globales n'est pas de montrer l'existence de deux groupements d'éléments pour laquelle on a pu trouver une justification pétrographique. En revanche, elles posent le problème de la différence entre les compositions chimiques des basaltes et des dolérites. Pour réelle qu'elle soit, cette différence n'est pas très grande, comme le montre la position des points représentatifs moyens des deux groupes (fig. 24 et 27). Trois mécanismes peuvent en être rendus responsables : - l'existence de deux magmas ; - une différenciation magmatique précoce ou tardive ; - des transformations deutériques différentielles, après mise en place et en cours de refroidissement.

La répétition, par trois fois, de la mise en place quasi-simultanée de dolérites et de basaltes rend improbable leur appartenance à des magmas distincts, aussi l'examen portera-t-il sur les deux derniers phénomènes. Les analyses globales renseignent peu sur leur importance relative : il semblerait tout d'abord que la constitution chimique originelle n'ait pas été modifiée de façon fondamentale par les altérations, puisque les corrélations entre éléments ont été conservées. Cette conclusion sera infirmée par les diagrammes de variation qui constituent un instrument plus fin.

On remarquera enfin que le K est subordonné ($\text{Na} / \text{K} = 3,4$), mais que la teneur moyenne en Na est faible (2,14 %) ce qui ne correspond qu'à 18 % d'albite normative.

b - ESSAI DE SÉPARATION DES PHÉNOMÈNES MAGMATIQUES ET DEUTÉRIQUES

A/Choix des diagrammes

Le diagramme $(\text{Al} / 3 - \text{K})$ f $(\text{Al} / 3 - \text{Na})$ (de La Roche, 1968) offre l'avantage de séparer nettement la transition albite-anorthite des différenciations magmatiques, puisque les vecteurs représentant les deux phénomènes forment un angle ouvert. Pour cette raison, il avait pu être utilisé en vue d'une caractérisation chimique des associations spilitiques (de La Roche, Rocci et Juteau ; sous presse). Tout comme le précédent, le diagramme $[\text{Si} / 3 - (\text{Na} + \text{K} + 2 \text{Ca} / 3)]$ f $[\text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})]$ (de La Roche, 1964 et 1968) se prête bien à la distinction entre la transition anorthite-albite et les différenciations magmatiques. La première intervient dans le sens vertical, et se trouve donc éliminée du diagramme où ne restent plus que les tendances résultant de différenciations magmatiques ou d'altérations. Il suffit alors, pour séparer les dernières, de comparer les tendances évolutives

avec la position des points représentatifs des minéraux (carton de la figure 27) et avec l'observation microscopique. Pour simplifier l'exposé, ils seront respectivement appelés systèmes (Al, Na, K) et (Si, Na, K, Ca).

B/La phase deutérique

1 - Expression minéralogique

En l'absence d'un métamorphisme régional, montrée à la fin de ce chapitre et d'un lien avec la tectonique, la paragenèse de basse température des roches interstratifiées peut être attribuée uniquement à des phénomènes deutériques.

La représentation globale des roches basiques interstratifiées dans le système (Al, Na, K) (par exemple, fig. 29) forme un nuage elliptique dont l'axe est voisin de l'horizontale. La dispersion des points n'est donc pas le fruit d'une différenciation magmatique classique (fig. 23) qui aurait suivi une direction très inclinée sur l'horizontale. On remarque au contraire que le nuage se superpose bien au domaine des analyses de spilites compilées par H. de La Roche, G. Rocci et T. Juteau (sous presse). La comparaison de ce nuage avec la place des principaux minéraux de la paragenèse B.T. (fig. 23 c) montre qu'il s'étend du domaine des phyllites en direction de l'albite. Cette remarque incite à compléter le système (Al, Na, K) par le report des zones d'égale P.F. et d'égales teneurs en différents oxydes.

Les tranches d'égale P.F. et leurs points moyens traduisent une évolution continue pour une P.F. croissante (fig. 23 a et b). Par ailleurs, les tendances des basaltes et dolérites coïncident bien (*) y compris pour les valeurs de la P.F., ce qui apparaît encore mieux, quand on isole le groupe des basaltes ayant une P.F. comprise entre 4 et 6 % (la courbe est prolongée en pointillé, car ces échantillons ont été comptés dans la tranche plus large < 8 %). La courbe s'éloigne du domaine des minéraux sodiques (albite et plagioclases intermédiaires) et se dirige vers le domaine des minéraux hydroxylés phylliteux dépourvus d'alcalins (chlorite) ou potassiques (séricite), mais ne dépasse guère la bissectrice, au-delà de laquelle se placent très peu de points.

Cette ligne qui rejoint le point figuratif de l'anorthite à l'origine (où se situent les minerais, l'olivine, les pyroxènes, l'amphibole, le quartz, les chlorites et les carbonates) a une signification particulière : elle figure tous les minéraux dépourvus d'alcalins, et une diminution des teneurs de ces derniers, quelle qu'en soit la cause, fait converger vers cette bissectrice les points représentatifs des roches.

La courbe de variation de Na_2O (fig. 24 a) est presque confondue avec celle de la P.F., mais elle est parcourue en sens inverse, sens imposé par le paramètre $\text{Al} / 3 - \text{Na}$, en partant de valeurs quasi nulles. La variation de SiO_2 (fig. 24 c) est parallèle à celle du Na_2O , en étant toutefois moins rapide. L'augmentation de l'albite s'accompagne évidemment d'une augmentation du SiO_2 .

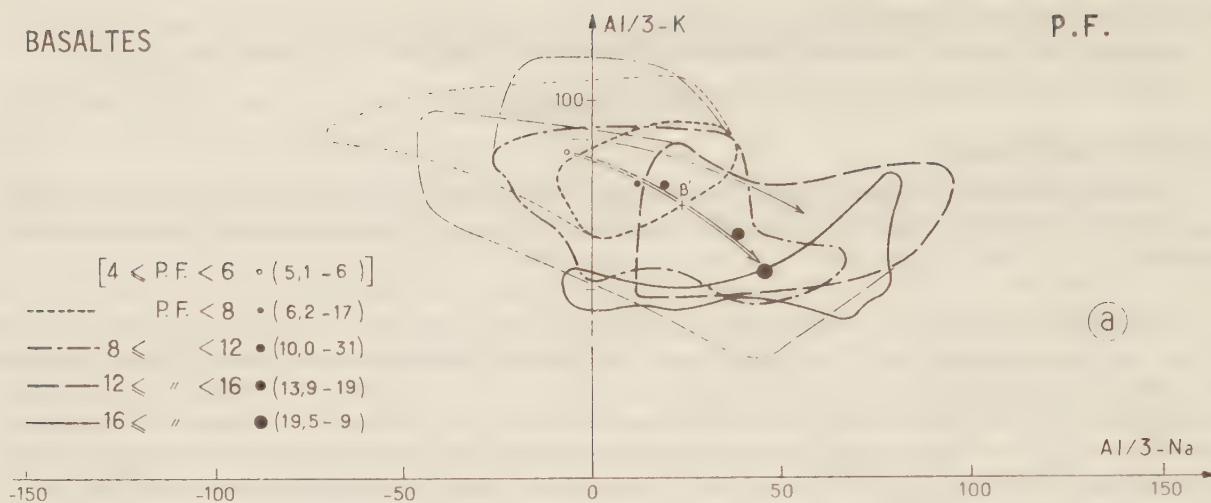
<u>$\text{K}_2\text{O} \%$</u>	<u>0 à 0,49</u>	<u>0,50 à 0,99</u>	<u>1,00 à 1,49</u>	<u>> 1,50</u>
Basaltes	10,90	11,80	12,28	9,89
n	35	27	9	5
Dolérites	9,57	8,12	7,09	
n	19	18	4	

Tableau 16 - Valeur moyenne de la P.F. par tranches de teneurs en K_2O et nombre d'échantillons.

 (*) Il en va de même d'autres distributions et pour cette raison, seules les variations des basaltes ont été reportées dans la figure 24.

BASALTES

P.F.



DOLERITES

P.F.

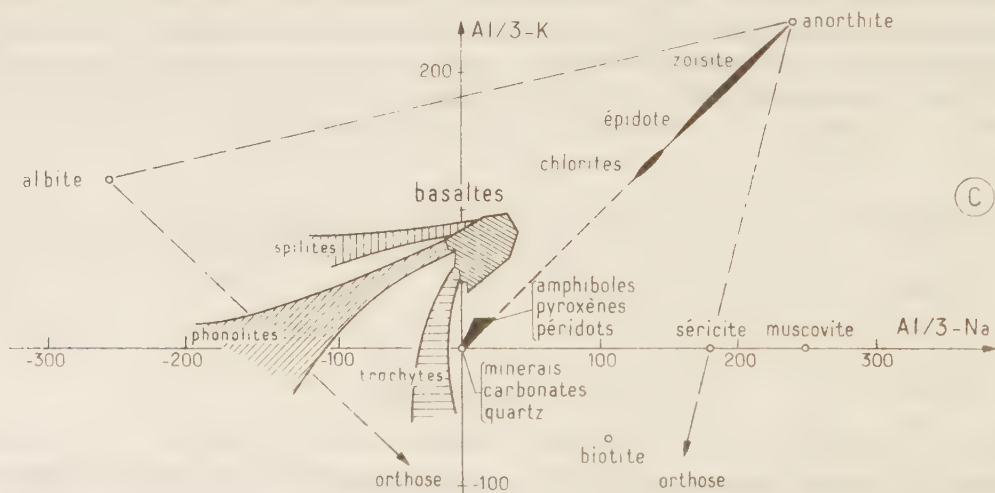
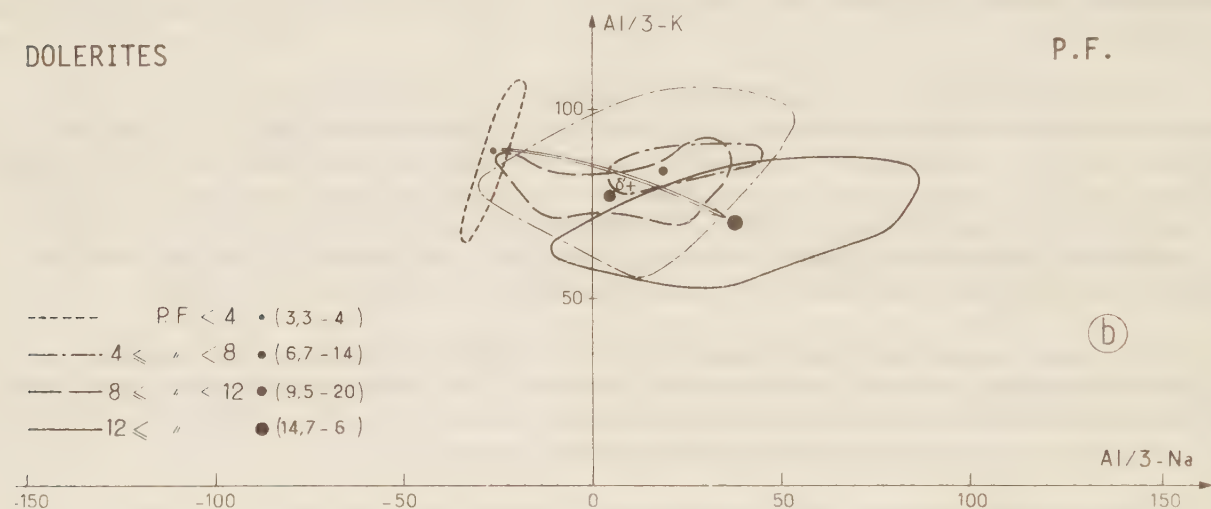


Figure 23 - Diagramme Al, Na, K : zones d'égales P.F. des basaltes (a) et des dolérites (b) ; position des principaux minéraux et des tendances de différenciation (c) - Tendances de différenciation (ligne double), corrigée de la P.F. (ligne simple). β' et δ' : points moyens des basaltes et dolérites. Entre parenthèses les valeurs moyennes et le nombre d'échantillons de la tranche considérée.

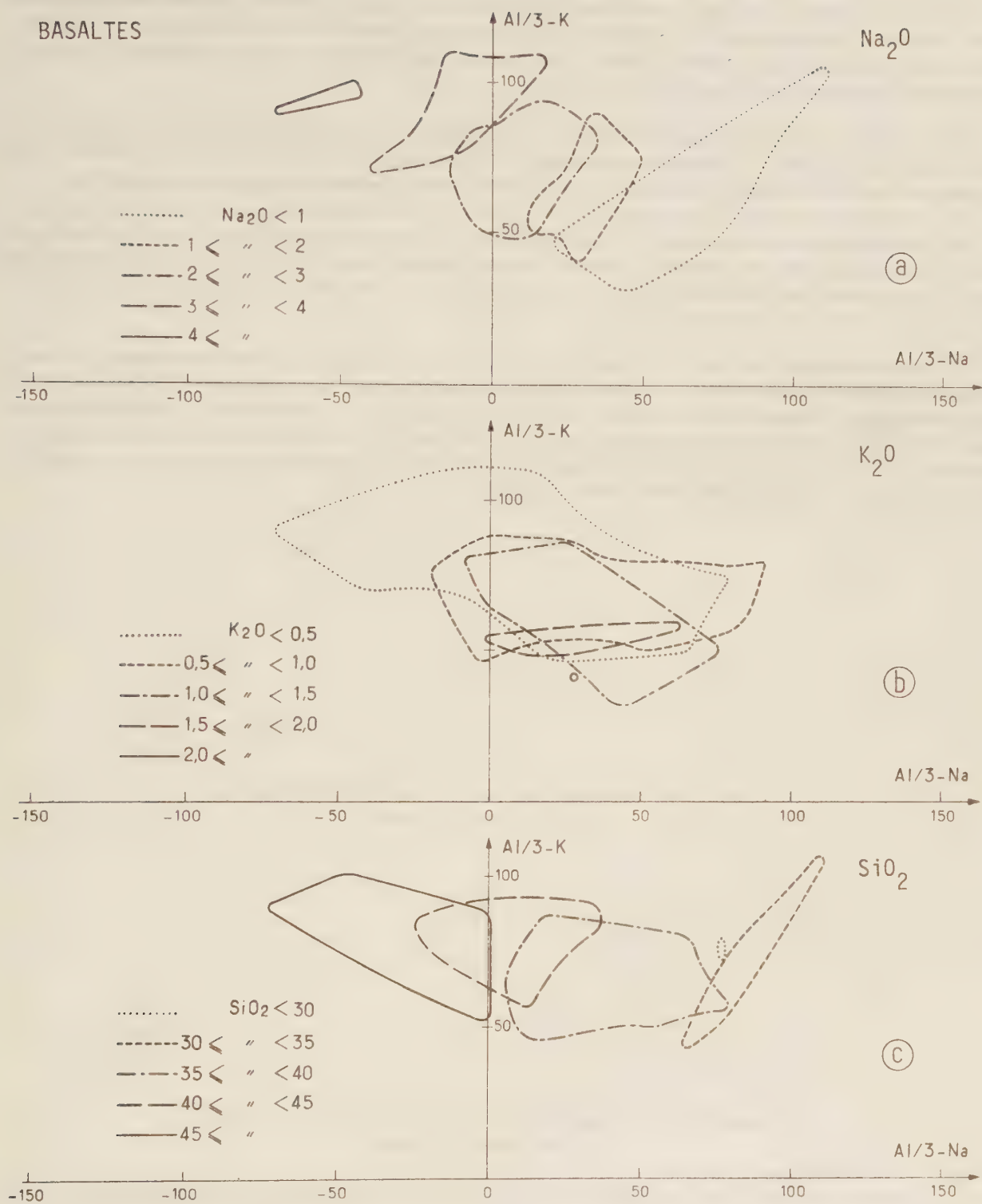


Figure 24 - Diagramme Al, Na, K : zones d'égales teneurs de Na_2O (a), K_2O (b) et SiO_2 (c) dans les basaltes. Les dolérites, non figurées ici, ont des distributions analogues. β' et δ' : points représentatifs des groupes basaltes et dolérites d'Almadén (respectivement 76 et 41 échantillons).

Le K_2O (fig. 24 b) semble indépendant : chloritisation et séricitisation se développent, tantôt l'une, tantôt l'autre. Comme on peut s'y attendre, ses teneurs augmentent vers le bas du graphique. Globalement apparaît une légère tendance à l'augmentation du K_2O vers la droite du graphique, mais elle n'est bien affirmée que dans les roches de la mine (chapitre I, deuxième partie). Cette tendance partielle apparaît dans le tableau 16, mais uniquement pour les basaltes ayant moins de 1,5 % de K_2O .

Pour le MgO et le CaO (non représentatifs ici), les tendances sont moins affirmées, bien que nettes : les fortes teneurs correspondent à la partie droite du nuage et évoluent parallèlement à la P.F. et dans le même sens. La liaison de ces éléments avec les chlorites et les carbonates, respectivement, explique cette disposition.

On remarquera enfin qu'une dilution de la roche (dans le cas d'une addition par exemple de fluides, non ou insuffisamment compensée par un départ de matière) déplace les points figuratifs vers l'origine. La suppression de la P.F., tout hypothétique que soit ce calcul, montre que la droite de tendance ne subit pas un changement important du fait de cette correction (fig. 23 a).

L'examen du système (Al, Na, K) indique qu'à partir d'une composition sensiblement basaltique, on observe deux évolutions complémentaires : certains termes s'enrichissent en soude et en silice et s'albitisent, d'autres se chargent en fluides, ainsi qu'en Ca et Mg et se propylitisent. Il en découle une certaine antinomie entre albitisation et propylitisation qui n'est pas très stricte. Le passage est graduel, comme le montrent les relations Na_2O - P.F. (fig. 25) et Na_2O - MgO (fig. 26). L'hydratation a vraisemblablement favorisé le lessivage du Na de quelques échantillons, accentuant cette opposition.

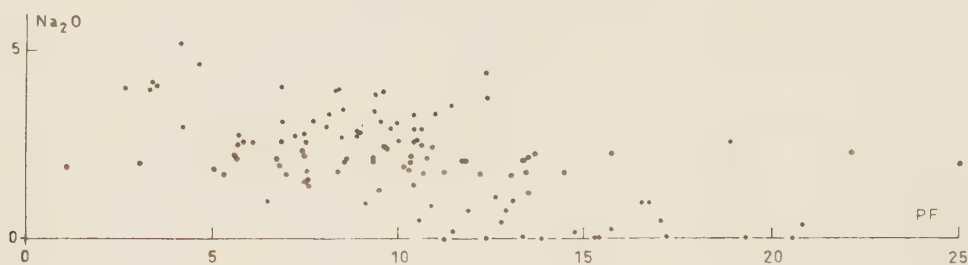


Figure 25 - Relation entre Na_2O et P.F. dans les roches basiques interstratifiées d'Almadén.

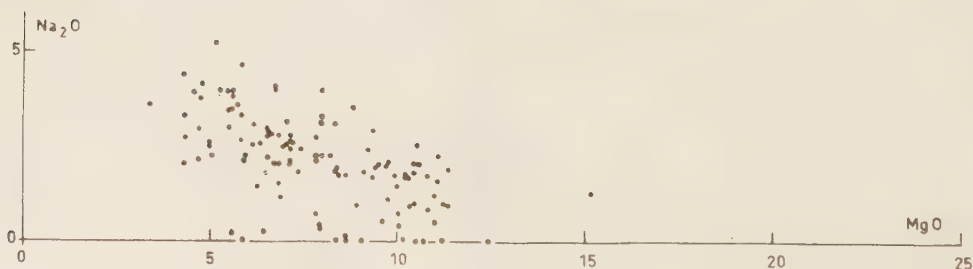


Figure 26 - Relation entre Na_2O et MgO dans les roches basiques interstratifiées d'Almadén.

En revanche, les groupes pétrographiques reportés dans le graphique (Al, Na, K) ne sont pas structurés. On en tire les conclusions suivantes :

- la paragenèse de haute température de ces roches, sur laquelle est basé leur classement pétrographique a été affectée par les phénomènes deutériques. Ceci explique une structuration meilleure pour les teneurs que pour les types pétrographiques. En d'autres termes, la

cristallisation des roches s'est faite dans une gamme de pression-température très étendue, produisant un "téléscopage" de la paragenèse, tout à fait analogue à celui que l'on peut quelquefois observer dans les minéraux des gftes.

- la teneur en albite, et corrélativement l'intensité de la propylitisation, contrôlent plus étroitement la position des points représentatifs que ne le fait la pétrographie. L'albitisation et la propylitisation se sont donc exercées sur toutes les roches et (là on rejoint la précédente conclusion) ont transformé la paragenèse originelle.

La propylitisation est un phénomène plus complexe et le système (Si, Na, K, Ca) permettra de séparer ses composantes. Les groupes pétrographiques reportés dans la figure 27 soulignent un recouvrement important dans le domaine des basaltes. A partir de cette zone commune s'individualisent plusieurs tendances représentées par les nuages.



Figure 27 - Diagramme chimico-minéralogique des roches basiques interstratifiées d'Almadén. Relations avec la pétrographie. Nuages : 1 - basaltes ; 2 - basaltes à fond picritique ; 3 - basaltes vacuolaires ; 4 - dolérites ; 5 - dolérites altérées ; 6 - dolérites à augite ; 7 - dolérites à olivine.

Dans le carton place des différents minéraux dans le diagramme. Voir aussi la figure 28.

1 - basaltes, plus ou moins altérés (le point extrême de cette tendance représente un basalte de type cumulat dont de nombreux phénocristaux sont des minéraux ferro-magnésiens entièrement chloritisés. Cet échantillon n'est pas comparable à ses voisins du diagramme ; 3 - basaltes vacuolaires ; 6 - dolérites à augite (cette tendance correspond à une différenciation primaire et sera examinée plus loin).

Le nuage 1 correspond à un enrichissement en chlorite des basaltes altérés et reflète l'image microscopique qu'elle quantifie. Les deux extrémités du nuage 3 sont l'expression graphique des minéraux qui se développent dans le fond et les vacuoles: carbonates (corne dirigée vers le bas de la figure), chlorite et quartz (zone plus large, s'étendant entre les deux vecteurs représentatifs). Comme dans le système précédent, on note des tendances divergentes à partir d'une zone commune plus ou moins confondue avec celle des basaltes.

En résumé, on peut donc dire que la phase deutérique est caractérisée par le développement d'une paragenèse de basse température constituée d'albite, de carbonates, de chlorite, ainsi que de silice, de séricite, de talc et d'oxydes de Fe. Les trois premiers peuvent se développer préférentiellement. Cependant, on a vu que seuls les basaltes donnent des termes à carbonates ou chlorites (éventuellement accompagnés de silice) prédominants. Les albitisations de plagioclases plus basiques ont été observées dans les dolérites et les phénocristaux, alors que les microlites des basaltes semblent souvent primaires. Cette remarque est valable pour les autres transformations de minéraux montrées par la pétrographie. La paragenèse de basse température est donc le fruit, à la fois de transformations autométasomatiques (dolérites et phénocristaux) et d'une cristallisation directe (mésotase des basaltes). Dès lors, les dominantes à albites, chlorites ou carbonates révèlent une seconde différenciation, donnant des produits divergeant à partir d'une composition basaltique. Ce phénomène est analogue aux relations entre "pillows" et matrice "interpillows" (de La Roche, Rocci et Juteau, sous presse), aux distances et aux volumes près. Pour cette dernière raison, la différenciation n'a pu se faire que dans un magma actif, en profondeur ou en cours de montée, en tout cas, avant la mise en place, puisque l'échantillonnage s'est attaché à montrer les différences entre les coulées, et non pas à l'intérieur d'elles. L'action des fluides s'est cependant prolongée jusqu'au cours du refroidissement, comme le prouvent les pseudomorphoses d'olivines automorphes.

2 - Nature chimique de la P.F.

Compte tenu de sa valeur élevée, on peut s'interroger sur la nature chimique des fluides qui y participent (Un bilan complet, faisant intervenir les changements de valence des oxydes s'avère en général impossible). A cet effet, les cinq échantillons ayant les plus fortes P.F. ont été examinés plus en détail et leur H_2O^- , H_2O^+ et CO_2 dosés.

H_2O^-	0,43 %	(n = 5)
H_2O^+	4,04	
CO_2	17,82	détermination directe :
Total	22,29 %	P.F. 20,90 %

De même, deux échantillons de basaltes particulièrement frais ont donné :

H_2O^-	0,44 %	(n = 2)
H_2O^+	3,02	
CO_2	3,82	détermination directe :
Total	7,29 %	P.F. 5,90 %

Les échantillons à chlorite prédominante montrent cependant des teneurs élevées en CO_2 :

H ₂ O totale	5,89 %	(n = 12)
CO ₂	5,77	détermination directe :

	11,66 %	P.F. 10,50 %

Le CO₂ est donc au moins aussi abondant que H₂O. Les rôles joués par les deux fluides sont différents, puisque H₂O entre dans la constitution des silicates, alors que CO₂ bloque uniquement les alcalino-terreux, ce qui explique en particulier la rareté de l'épidote.

Il n'est pas encore possible de dire s'ils sont d'origine juvénile ou non. CO₂ et H₂O sont de loin les fluides les plus abondants, dans les émissions volcaniques, mais une origine superficielle serait également concevable, comme elle a été invoquée dans des cas analogues. L'absence de calcaire, ou du moins son volume négligeable dans la colonne stratigraphique, montre qu'il ne peut être la source de CO₂. La matière organique, abondante dans les argilites, pourrait en revanche fournir de grandes quantités de CO₂. L'examen de la constitution isotopique du C et du O, en cours actuellement, permettra de lever cette indétermination.

3 - Aspect chronologique

Les points représentatifs des roches, classés par âge, dessinent trois nuages ayant une zone centrale commune, située dans le domaine des basaltes. Cette disposition est ébauchée dans le système (Al, Na, K) mais s'affirme très nettement dans la représentation (Si, Na, K, Ca) (fig. 28). Le domaine commun des trois nuages montre qu'il ne s'agit pas d'une différenciation magmatique croissant avec le temps, qui aurait donné des nuages décalés les uns par rapport aux autres dans une direction donnée. Les phénomènes deutériques ont donc eu une intensité croissante avec le temps. Ce rôle croissant des fluides pourrait s'expliquer par les épaisseurs de sédiments de plus en plus importantes que ces émissions ont eu à traverser, de l'Ordovicien au Dévonien : il en résulterait une assimilation de plus en plus facile des fluides et un temps de plus en plus long, disponible pour le déroulement de ces réactions.

C/La phase magmatique

A la phase magmatique peut être attribuée la différenciation ayant donné deux fractions distinctes, l'une aboutissant aux dolérites, l'autre aux basaltes. Le tableau 14 avait montré que leur différence chimique était faible et pouvait s'expliquer par une différenciation-cristallisation classique. La pétrographie soutient partiellement cette vue, puisque les fantômes d'olivine indubitables et nombreux n'apparaissent que dans les basaltes.

Dans le système (Al, Na, K), les points figuratifs des roches ne se disposent pas de manière à indiquer une différenciation classique, comme il a déjà été dit. Il en va de même pour les points moyens et les points des échantillons frais. En revanche, les derniers dessinent dans le système (Si, Na, K, Ca) une tendance qui se confond avec la différenciation notée dans les dolérites à augites (nuage 6, fig. 27) en direction des andésites quartziques. Cet enrichissement en silice avait été noté au microscope. Comme il ne s'accompagne d'aucune destabilisation des plagioclases, ce quartz peut être considéré comme primaire. Ces dolérites sont interstratifiées dans le Silurien pour les deux tiers et l'Ordovicien pour le reste.

Il semble donc bien qu'une légère différenciation magmatique ait précédé la phase deutérique, mais que son intensité ait été faible en comparaison de cette dernière. Elle aboutit à deux entités de comportement différent : les basaltes n'ont subi ultérieurement que la différenciation deutérique, alors que les dolérites ont évolué en direction des andésites quartziques, mais ont également subi les actions deutériques.

Le déroulement détaillé de cette différenciation reste obscur, en partie faute d'observations sur les relations chronologiques précises et géométriques entre sills et coulées. On peut supposer que basaltes et dolérites sont les deux sous-produits d'une segmentation (c'est l'explication retenue ici), mais aussi que les premiers représentent le magma indifférencié, contrairement aux dolérites, dont la fraction initiale (cumulats) serait restée en profondeur. Par contre, on peut rejeter l'idée d'une relation entre la richesse en Na des dolérites et leur injection dans des sédiments, puisque l'assimilation aurait dû se faire juste dans les proportions de l'albite. Cet aspect n'est pas original, ni le plus important de l'histoire magmatique des roches d'Almadén et n'a donc pas été développé.

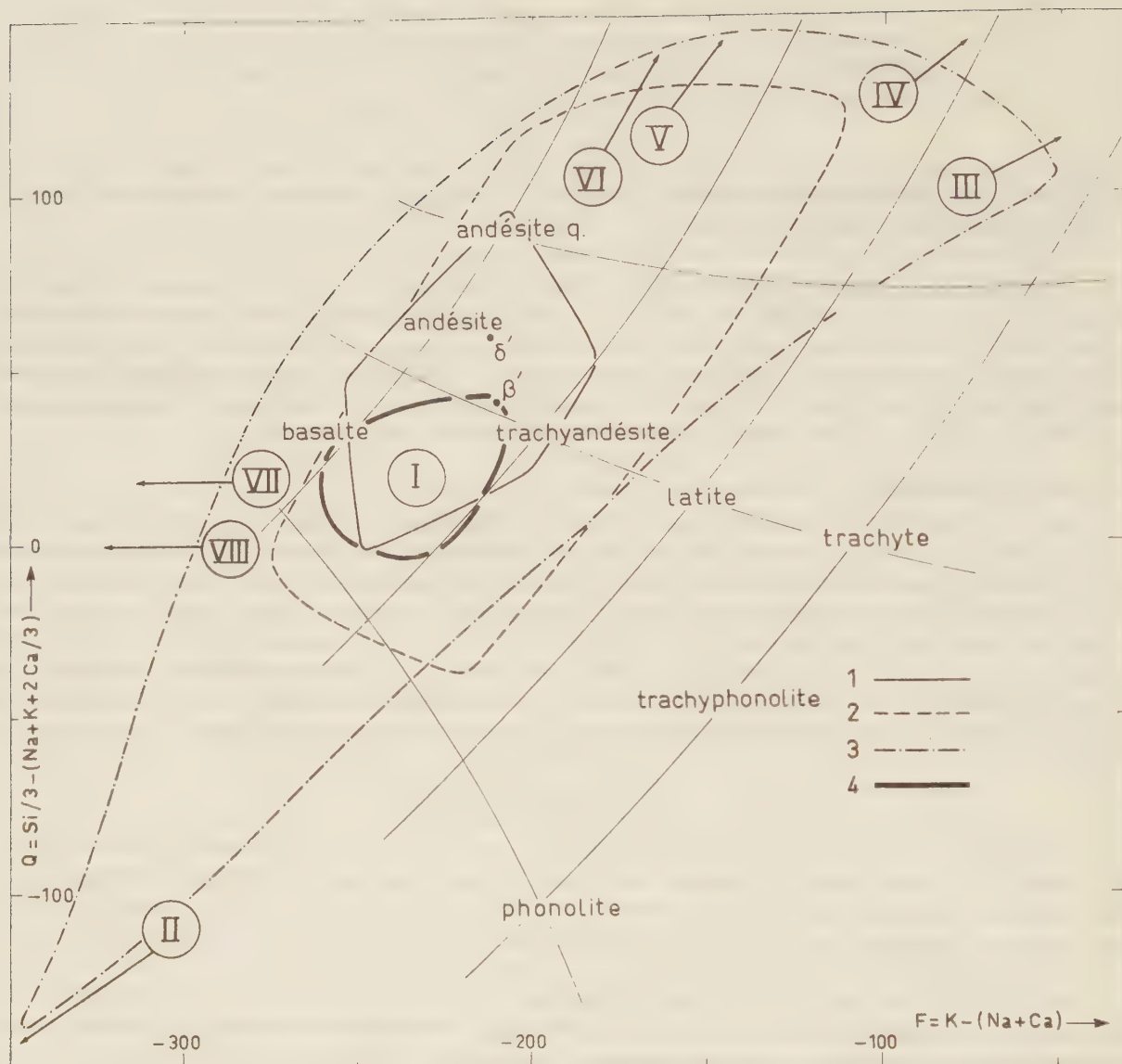


Figure 28 - Diagramme chimico-minéralogique des roches basiques interstratifiées d'Almadén.
 Relations avec la chronologie (1 - Ordovicien ; 2 - Silurien ; 3 - Dévonien) et les dolérites intrusives (4). Domaines des minéraux : I - hornblende basaltique ; II - calcite ; III - chlorite ; IV - olivine et serpentine ; V - orthopyroxène ; VI - quartz ; VII - augite ; VIII - plagioclase.
 β' et δ' : points des basaltes et dolérites interstratifiées d'Almadén.

c - CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE

A /Exposé des motifs

Plusieurs raisons justifient l'essai d'une caractérisation géochimique du magma originel : - comparaison avec d'autres provinces volcaniques ; - comparaison avec le volcanisme actuel (en particulier avec le volcanisme sous-marin) ; - discussion de la spécialisation métallogénique des magmas basiques. Une caractérisation géochimique est aisée dans le cas du volcanisme actuel et à cette fin de nombreux indices et diagrammes ont été proposés par les auteurs. Ce problème s'est révélé ardu comme il en est généralement pour les roches volcaniques anciennes. J'ai donc fait appel aux différents procédés habi-

tuellement utilisés : - composition chimique globale ; - diagrammes et indices de classement ; - roches associées ; - normes.

La présence de phénocristaux constitue une source d'erreur courante, qui n'a pas pu être compensée à ce jour dans les roches d'Almadén par des analyses de bordures de refroidissement.

B/Composition chimique globale

Après les tentatives de W.O. Kennedy (1933) et S.R. Nockolds (1954), V. Manson (1967) a présenté la compilation la plus complète d'analyses de basaltes, dont ont été extraits les tholéites à olivine et les basaltes alcalins à olivine (tableau 17). L'examen de cette compilation montre une grande continuité entre les compositions chimiques des différentes séries, empêchant en général de tirer des conclusions à partir de la seule comparaison des moyennes. Le caractère apparemment ambigu des laves d'Almadén correspond à une imprécision plus générale et il n'est donc pas surprenant que dans le tableau 17, selon l'élément envisagé, les laves se rapprochent des tholéites ou des basaltes alcalins.

	<u>A</u>	<u>B</u>	<u>C</u>
SiO ₂	48,28 %	46,25 %	48,25 %
Al ₂ O ₃	15,43	15,03	16,05
Fe ₂ O ₃	12,10	13,22	11,94
MnO	0,17	0,21	0,17
MgO	8,42	8,71	6,57
CaO	10,22	9,63	9,87
Na ₂ O	2,27	2,38	2,99
K ₂ O	0,64	0,70	1,03
TiO ₂	1,73	2,85	2,21
P ₂ O ₅	0,23	-	0,36
H ₂ O	0,85	-	0,91
Total	100,34 %	99,98 %	100,35 %
n	182	117	247

Tableau 17 - Comparaison de la composition moyenne des roches basiques interstratifiées d'Almadén (B), recalculée à 100 après élimination de la P.F., avec les moyennes données par Manson pour les tholéites à olivine (A), et les basaltes alcalins à olivine (C), pour lesquels FeO a été transformé en Fe₂O₃.

Dans l'ensemble cependant, on remarque que Si et Al sont déficitaires à Almadén, alors que Fe et Ti sont excédentaires : le rapport ferro-magnésien / feldspaths y est donc légèrement plus élevé. Pour Mg et les alcalins enfin, la similitude des colonnes A et B est flagrante.

La culmination du Fe et du Ti (bien visible aussi dans le tableau 15) est caractéristique des premiers stades de la différenciation des tholéites (Fenner trend), lorsque celles-ci arrivent au stade andésitique. La récente interprétation des basaltes du Parana (de La Roche, Leterrier et Ruegg, 1972) a été décisive dans la compréhension des roches d'Almadén, où les altérations deutériques ont masqué en grande partie les caractères chimiques primaires.

Le tableau 17 montre par ailleurs que la réduction à 100 % de la composition chimique des roches basiques d'Almadén, après élimination de la P.F., aboutit à une composition très voisine des tholéites à olivine.

C/Diagrammes et indices de classement

Par souci de brièveté, je me contenterai de mentionner les indices et diagrammes classiques, essayés sans succès : indice de Rittmann (1963), diagrammes de Jung (1955), de Murata (1960), de Nockolds et Allen (1953), de Kuno (1960) et de Peacock (1931). La faible différenciation magmatique observée à Almadén est le principal obstacle à une identification de la souche au moyen de diagrammes. La figure 59 présente à titre indicatif, la position de ces roches dans le diagramme de Jung.

Les basaltes tholéitiques et alcalins se distinguent assez nettement sur le diagramme utilisé dans la figure 27 (de La Roche, Rocci et Juteau, sous presse). Une partie des dolérites et des basaltes se place dans le champ tholéitique, une autre dans le champ alcalin. L'altération, en rapprochant de l'origine les points représentatifs, favorise ce dernier, mais la réponse est néanmoins ambiguë, car aucune autre observation ne permet de penser à un mélange de deux souches. Il est rare de surcroît, que plusieurs souches apparaissent conjointement.

D/Roches associées

Les basaltes alcalins sont plutôt accompagnés de roches enrichies en ferro-magnésiens (basanites) et de roches franchement alcalines (phonolites, trachytes). En revanche, les tholéites ont un cortège allant quelquefois jusqu'aux rhyolites. L'absence de nodules d'olivine (uniquement connus dans les basaltes alcalins) constitue une présomption pour rejeter une lignée de basaltes alcalins.

	<u>Traditionnelle</u>		<u>Modifiée</u>	
	<u>[36]</u>	<u>[223]</u>	<u>[36]</u>	<u>[223]</u>
Quartz	0,5 %	-	5,4 %	5,2 %
Orthose	5,6	2,2 %	5,6	2,2
Plagioclase	51,9	51,4	51,9	51,4
Diopside	22,9	29,6	14,1	22,4
Olivine	-	2,9	-	-
Apatite	1,3	1,1	1,3	1,1
Ilménite	5,8	5,8	5,8	5,8
Magnétite	5,3	2,1	5,3	2,1
Dolomite	-	-	7,5	8,7
P. F.	5,7	6,1	-	-
H ₂ O	-	-	3,3	3,6
Total	99,0 %	101,2 %	100,2 %	102,5 %
Anorthite	66,4 %	65,2 %	66,4 %	65,2 %
Diopside Ca	32,9 %	34,1 %	19,7 %	16,1 %
Mg	54,5	45,9	59,7	47,9
Fe	12,6	20,0	20,6	36,0
Olivine Mg	-	43,6 %	-	-
Fe	-	56,4	-	-

Tableau 18 - Calcul de normes : catanorme et catanorme modifiée en considérant que tout le CO₂ est lié sous forme de dolomite.

E/Normes

Dans le cas d'une altération, avec départ de matériel, la norme n'est cependant pas plus rigoureuse que la représentation par diagrammes ou indices. Le choix même de la norme pose des problèmes : la catanorme en particulier, entièrement sèche, reflète mal une composition primaire riche en fluides, comme c'est le cas à Almadén. Pour ces raisons, la catanorme a été calculée sur deux échantillons de basaltes frais, de manière traditionnelle, et en considérant tout le CO_2 lié sous forme de dolomite (tableau 18).

Le quartz virtuel, apparaissant dans ce dernier cas, permet de classer ces roches dans les tholéites.

F/Conclusions

En l'absence des critères minéralogiques usuels (bordures réactionnelles d'hypersthène autour des olivines, nature ou zonage des minéraux ferro-magnésiens), ce sont des critères indirects qui ont servi à la classification des roches basiques d'Almadén. Le caractère tholéitique prévaut dans l'ensemble, mais plus nettement pour les dolérites que pour les basaltes. Aucun cas de sous-saturation ou de tendance alcaline franche n'a cependant été observé.

d - LES ROCHES PYROCLASTIQUES

La géochimie de ces roches, hétérogènes, est beaucoup plus complexe et il est difficile de démêler la part qui revient aux différents constituants, tant pour les éléments lithiques (roches sédimentaires, roches volcaniques et éventuellement roches du substratum) que pour le ciment (matériel sédimentaire et cendres volcaniques).

On peut se contenter d'un traitement séparé et sommaire de ces roches. Une représentation graphique séparant les domaines ignés et sédimentaires sera nécessaire et c'est le diagramme $[\text{Al}/3 - \text{K}]$ f $[\text{Al}/3 - \text{Na}]$ (de La Roche, 1968) qui satisfait au mieux à cette condition (fig. 29).

Le nuage des roches pyroclastiques recouvre en majeure partie celui des roches basiques interstratifiées et le prolonge dans le domaine sédimentaire, en direction de l'illite-muscovite. Mais la part du sédimentaire apparaît difficilement. Les domaines des roches volcaniques d'Almadén et des shales sont contigus : un mélange entre les deux termes n'entraîne donc qu'un faible déplacement des points figuratifs.

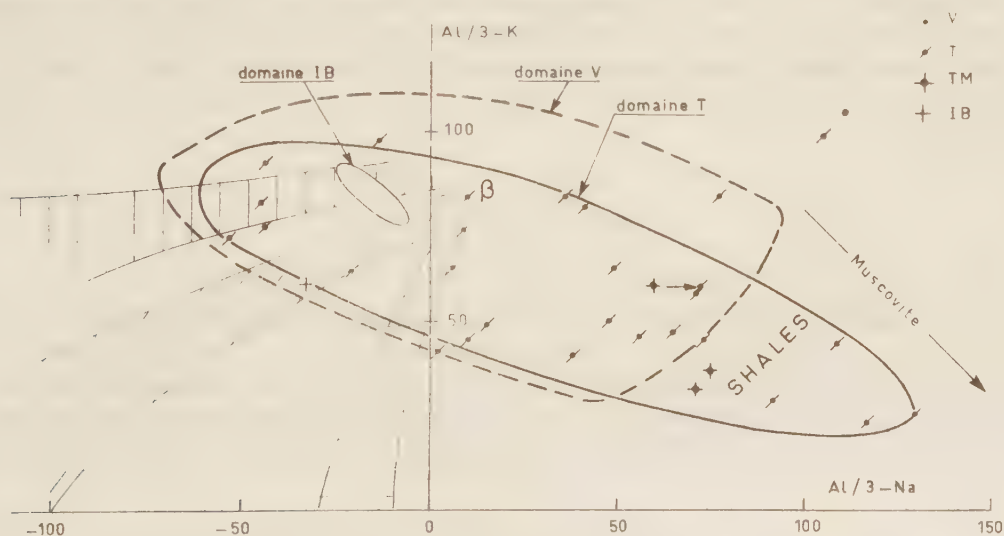


Figure 29 - Diagramme Al, Na, K. Comparaison des domaines des roches basiques interstratifiées (V), des roches pyroclastiques du jour (T) et du fond (TM) et des dolérites intrusives (IB).

Comparer les tendances de différenciation avec la figure 23.

e - CONCLUSION DE L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

Une source magmatique unique pour les basaltes et les dolérites a été retenue dans l'état actuel du travail. Ce magma a eu une histoire complexe au cours de laquelle plusieurs phénomènes se sont succédés et se sont masqués. Mise à part l'intensité croissante dans le temps des phénomènes deutériques, le déroulement des trois épisodes volcaniques a été analogue. Une différenciation magmatique classique (différenciation-cristallisation), mais peu affirmée, s'est tout d'abord produite et a donné les basaltes et les dolérites.

Dans les deux groupes, et par suite de l'extraordinaire teneur en fluides, les phénomènes de cristallisation précoce et anhydre, ont rapidement fait place, dans le magma encore actif, à des phénomènes deutériques généralisés, accompagnés d'un type de différenciation nouveau et beaucoup plus intense que celui de la phase magmatique précoce. Cette différenciation de grande ampleur aboutit à des termes enrichis, soit en albite, soit en chlorite, soit en carbonates. On est conduit à admettre que cette différenciation s'est produite en profondeur et au cours de l'ascension du magma. Par ses caractères minéralogiques et chimiques, elle montre une certaine analogie avec les observations de F. Conquéré (1966) sur la série spilitique de Bolazec (Finistère, France).

Parallèlement, ce sont des minéraux de basse température (albite B.T., chlorite et carbonates ; oxydes de fer, talc, séricite et épidote) qui vont cristalliser dans le magma et remplacer les minéraux de haute température, formés au cours de la phase magmatique précoce, mais désormais instables (olivine, pyroxène, feldspaths intermédiaires). Le rôle principal joué par l'eau a été d'abaisser les températures de cristallisation en substituant une paragenèse hydroxylée à une paragenèse "sèche".

Les dolérites se rattachent nettement à une souche tholéitique, contrairement aux basaltes, dont les caractères sont plus ambigus.

4 - RELATIONS AVEC LES ROCHES INTRUSIVES BASIQUES

Tous les diagrammes géochimiques, y compris ceux qui n'ont pas été reproduits dans les pages précédentes (voir aussi la figure 60), montrent la grande analogie chimique entre les roches interstratifiées et les roches intrusives étudiées dans le précédent paragraphe. Ces dernières présentent une variabilité plus faible de leur chimisme, liée à des conditions de mise en place beaucoup plus constantes que celles des premières. Cependant, ces necks de dolérites ne peuvent être considérés comme des culots restés dans les canaux d'ascension des laves, puisqu'ils sont post-tectoniques.

5 - COMPARAISONS

Les comparaisons ont été volontairement limitées dans le temps et l'espace à des formations d'âge paléozoïque moyen d'Europe occidentale. Pour éviter de répéter l'article de T. Juteau et G. Rocci (1966), on se contentera de revoir ici, d'une part les roches basiques interstratifiées de la Péninsule ibérique, d'autre part, les roches analogues de Bretagne et de Thuringe, parce que des manifestations sporadiques de mercure y sont associées. Les problèmes beaucoup plus généraux de l'altération et des relations entre basaltes et dolérites n'ont pas été abordés.

a - LA PÉNINSULE IBÉRIQUE MÉRIDIONALE

Les roches volcaniques basiques sont connues dans tout le Paléozoïque de la Péninsule et sont mentionnées dans la plupart des descriptions régionales. Elles apparaissent également dans le Cambrien (Province de Huelva, Bard, 1969 ; province de Séville, Fabriès, 1963) ou dans le Carbonifère (Valsequillo, Cordoue : Febrel, 1963 ; sans mentionner la zone pyriteuse du SW) avec un chimisme voisin, mais ces roches ne seront pas traitées ici.

Une liste sommaire d'affleurements permet d'en saisir la dispersion :

Llandeilo :

Venta de Cardenas (Jaén) : "tuf diabasique" (Henke et Hundt, 1926)

Aldequemada (Jaén) (Buttenweg, 1968)

Ventillas (Ciudad Real) : "roches volcaniques" (Redlin, 1955).

Caradoc :

S. Benito : pointements de "diabase" (intrusifs ?) (Marquez Triguero, 1963)

Val de Ocino (Chafnes celtibériques) : "diabase" (Lotze, 1929).

Ashgill :

La Carolina (Jaén) : tufs cinéritiques (Richter, 1967).

Silurien :

Chafnes ibériques : "diabase" (Lotze, 1929)

La Miñosa (Guadalajara) "diabase" (Lotze, 1929)

Almorchón (Badajoz) : "diabases" et tufs (Maass, 1963). Placées par cet auteur dans l'Ashgill, ces roches appartiennent vraisemblablement au Silurien, après correction de la stratigraphie.

Dévonien :

Herrera del Duque (Badajoz) : "diabase" (Puschmann, 1970 a)

Cáceres et Sierra de S. Pedro (Cáceres) : "diabase" (Bochmann, 1956)

Cette liste, insuffisante quant à la classification pétrographique, n'est nullement exhaustive, mais montre la prédominance des termes basiques dans le Sud de la Meseta. En allemand, le terme de diabase est entaché d'imprécision s'il y manque la caractérisation texturale (pour beaucoup d'auteurs, on a en effet l'équivalence : körniger D. = dolérite ; dichter D. = spilite). Il semblerait cependant que les termes doléritiques soient plus fréquents.

b - LA BRETAGNE (Arnaud, 1966) (tableau 19)

Des intercalations basiques sont connues dans l'Ordovicien et le Silurien de Bretagne, en particulier la série spilite-kératophyre de St-Georges-sur-Loire. Les termes basiques se présentent en coulées de 1 à 50 m de puissance. Les textures sont variables : doléritique, porphyrique ou bulleuse. La minéralogie est classique : un fond hématitique et chloritique contient des phénocristaux d'albite et d'augite, mais l'olivine (même en reliques) est absente. En revanche de beaux pillows sont connus dans la tranchée du chemin de fer du Moulin Bachelot. Chimiquement ces roches sont très différentes de celles d'Almadén : les teneurs en SiO_2 et Na_2O sont plus élevées, le CaO et la P.F. sont bien moindres. Cela correspond à une composition plus riche en albite et à des spilites vraies. L'analogie de l'évolution géochimique des roches d'Almadén avec celle de la série spilitique de Bolazec (Conquéré, 1966) a déjà été soulignée.

c - LA THURINGE (Rösler, 1960)

Les roches volcaniques de Thuringe ont été produites au cours d'un épisode unique, situé à la base du Dévonien supérieur. Les intercalations dans l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien inférieur sont donc des sills.

En revanche, on note plusieurs analogies avec Almadén : - la puissance verticale totale du volcanisme est importante : 220 m dans le sondage Schleiz 34/57 ; - les termes acides sont absents (✱) ; les teneurs en CO_2 des termes porphyriques ("spilites" de Rösler) sont élevées : 4,4 à 19 % ; - les teneurs en alcalins sont du même ordre de grandeur : 2 à 4 %.

(✱) On connaît des tufs dacitiques dans le Carbonifère inférieur de Thuringe. En Sierra Morena, seuls les agglomérats acides de Puertollano (Wagner et Utting, 1967) peuvent leur être assimilés. Dans les deux cas, ils sont subordonnés en quantité aux termes basiques, contrairement à la ceinture pyriteuse du SW de la Péninsule ibérique. Des travaux plus récents (Fandrich, 1965) montrent qu'en Thuringe également, il y eut un autre épisode éruptif, sans doute au cours de l'Ordovicien supérieur.

	<u>66A/3</u>	<u>66A/4</u>	<u>66A/9</u>
SiO ₂	49,60 %	51,60 %	50,70 %
Al ₂ O ₃	14,00	13,10	17,70
Fe ₂ O ₃	13,15	13,80	12,63
MnO	0,21	0,21	0,25
MgO	5,34	4,87	3,10
CaO	6,57	7,72	2,68
Na ₂ O	3,43	3,57	4,88
K ₂ O	0,33	0,14	0,29
TiO ₂	1,62	1,59	2,68
P. F.	4,70	3,47	4,34
Total	98,95 %	100,07 %	99,25 %

Tableau 19 - Quelques analyses de roches basiques de Bretagne.
66A/3 : matériel tout venant - Grande carrière-Ingrandes (49).
66A/4 : spilite - Pré Barbarin - La Chapelle St-Sauveur (44).
66A/9 : coeur de pillow - Tranchée de chemin de fer du Moulin
Bachelot-St-Georges-sur-Loire (49).

d - RÉCAPITULATION

Bien que les environnements géotectoniques soient différents, Almadén appartenant à un milieu épicontinental marin et bathyrcratonique, la comparaison avec le volcanisme géosynclinal du domaine européen paléozoïque est intéressante, grâce aux nombreuses analyses compilées et effectuées par T. Juteau et G. Rocci (1966), sur les séries volcaniques du Devonshire, du district de Lahn-Dill, du Harz, de Thuringe et du Massif de Schirmeck (Vosges). Les termes basiques de toutes ces régions ont des paramètres de Niggli (alk - c - fm - al) quasi analogues pour la valeur 100 du paramètre si. Sauf pour le Devonshire, les maxima et minima des quatre premiers paramètres sont voisins mais le paramètre si atteint des valeurs très différentes selon la région, traduisant une évolution tardi-magmatique variable. Cette dernière a été très importante dans le cas du Massif de Schirmeck, un peu moindre en Thuringe et réduite dans les autres zones.

L'évolution observée à Almadén est bien plus réduite que celle des cinq régions de comparaison, mais comprend plus de termes basiques, comme cela a été noté en Thuringe aussi. On remarquera l'importance de la phase fluide, autant à Almadén qu'en Thuringe, se traduisant par des pertes au feu élevées. Qualitativement, on note également une différence dans l'altération : les roches de Schirmeck ont subi une intense silicification, accompagnée d'une calcitisation réduite des termes basiques, alors que les roches des autres régions ont subi uniquement une carbonatation.

6 CONCLUSIONS

Quelques mots clés permettent de présenter de manière synthétique les observations sur les roches basiques interstratifiées.

Nomenclature : ces roches sont des basaltes et des dolérites, avec des termes texturaux intermédiaires. Les variations modales entraînent des précisions : certains basaltes présentent un fond picritique et quelques dolérites sont nettement enrichies en plagioclases ou montrent du quartz en faible quantité.

Milieu de mise en place : les tufs pyroclastiques et les basaltes ont pris place sur un fond marin, plat, alors que les dolérites résultent d'une injection de matériel entre les strates sédimentaires. Les tufs et les basaltes vacuolaires traduisent une profondeur d'eau relativement faible.

Différenciation magmatique "précoce" : Le matériel magmatique a subi en profondeur une différenciation faible donnant une fraction initiale basaltique et une fraction résiduelle doléritique. Les roches doléritiques seules ont continué à se différencier en direction des andésites quartziques. Les termes acides semblent manquer, comme c'est également le cas en Thuringe. Cette faible différenciation précoce est fréquente dans les séries basiques paléozoïques (Juteau et Rocci, 1966), excepté la série de la Bruche, mais en général, elle n'est pas aussi stricte qu'à Almadén. Une autre série très peu différenciée, de composition voisine, a été décrite dans le Trias de la Sierra de Lujar (Dimpault-Darcy et al., 1968).

Affiliation magmatique : le rapport $(Fe + Mg + Ti) / (Si + Al)$ plus élevé que dans les basaltes alcalins, le parallélisme du K et du Ti dans un profil, la faible différenciation précoce et l'absence d'enclaves d'olivines font rattacher les roches d'Almadén à une souche tholéitique. Ce caractère tholéitique est net pour les dolérites, mais moins pour les basaltes.

Phénomènes deutériques : sous l'influence des fluides abondants, ils sont particulièrement intenses. Ils agissent sur les phénocristaux des basaltes et sur les dolérites de manière suivante : - olivine, serpentinisation et carbonatation ; - pyroxène, transformation en hornblende (ouralitisation), puis en biotite, enfin en chlorite ; - plagioclase, albitisation ou quelquefois saussuritisation.

En même temps, ils donnent lieu dans les basaltes à une cristallisation directe de cette nouvelle paragenèse, non sans avoir au préalable produit une véritable différenciation des basaltes en direction de l'un des trois pôles suivants : albite, chlorite et carbonates. Celle-ci est plus vigoureuse que la différenciation magmatique, qu'elle masque en partie, et entraîne la diversité chimique observée. Par ailleurs, elle s'est réalisée avant la mise en place.

Les phénomènes deutériques sont donc caractérisés par le passage d'une paragenèse de haute température à une autre de basse température (albite B.T., chlorites, carbonates et oxydes de Fe principalement). Ils s'étendent à presque toutes les roches basiques interstratifiées et leur action s'exerce de manière permanente en cours de montée, jusqu'après la mise en place.

En revanche, la phase vitreuse est remarquablement peu transformée, dans les laves et surtout dans les roches pyroclastiques, dont les lapillis sont presque systématiquement vitreux. Des recristallisations en chlorite et quartz ont été observées, mais restent tout de même rares.

L'origine des fluides n'est pas connue pour l'instant, mais des analyses isotopiques (C et O) sont en cours. H_2O et CO_2 sont les fluides les plus abondants du volcanisme (*) mais compte tenu de la nature des roches sédimentaires encaissantes, on pourrait aussi bien admettre qu'ils proviennent de l'eau connée et du craquage des hydrocarbures qui semblent avoir été abondants dans les shales.

En dépit de la similarité minéralogique, on ne peut donc pas assimiler les roches d'Almadén aux spilites, au sens de G.C. Amstutz (1958, 1968). En effet, il ne s'agit pas intégralement de roches primaires, formées à partir d'un magma cristallisant à basse température. Plus significative, puisque sans implication génétique, est la différence chimique, particulièrement soulignée par la relative pauvreté en Na des roches d'Almadén.

(*) Plus d'ailleurs CO_2 que H_2O . D'après H. Tazieff, en effet l'eau rencontrée dans les gaz volcaniques est en majorité de l'eau phréatique, vaporisée par la chaleur et contaminant les gaz juvéniles, si l'échantillon n'est pas prélevé suffisamment près de la source éruptive (communication orale).

Géotectonique : les transitions texturales continues entre dolérites et basaltes et l'homogénéité chimique inclinent à admettre un magma unique pour les deux, ce qui est plus compatible également avec la répétition des épisodes volcaniques.

Contrairement à ce que j'avais envisagé, on ne peut qualifier ce volcanisme de préorogénique dans le sens de H. Stille, bien qu'il ait précédé une orogénèse. La répétition des épisodes volcaniques à Almadén et leur persistance à travers tout le Paléozoïque de la Sierra Morena (même jusqu'au Trias, comme le montre l'exemple de la Sierra de Lujar) montrent qu'il s'agit d'un phénomène plus général, n'ayant rien à voir avec un volcanisme géosynclinal. On n'observe pas non plus les grauwackes, résultant du remaniement immédiat des laves qui caractérisent ce milieu.

La persistance du phénomène, pendant un aussi long laps de temps, doit plutôt être mise en relation avec une écorce fragile, laissant passer le magma basique aux périodes de détente. Cette interprétation s'accorde bien avec la faible différenciation magmatique observée, qui pourrait être la conséquence d'une montée d'autant plus rapide que la distance à parcourir était plus courte. Elle va de pair avec la conclusion d'un craton sous-marin stable sur lequel s'est déposée, avec une grande continuité latérale, la série détritique paléozoïque.

En conclusion, on remarquera que l'intérêt particulier des roches basiques interstratifiées d'Almadén est d'offrir un exemple de différenciation inhabituelle, entraînée par l'abondance des fluides, et de convergence avec un faciès spilitique, en l'absence de deux facteurs qui coexistent souvent avec ce dernier et compliquent son étude : le métamorphisme régional et les calcaires.

E — LES LAMPROPHYRES

Ces roches sont décrites pour la première fois à Almadén. Dans la concession, au jour, elles sont restées inaperçues à cause de leur intense altération et de leur rareté, en revanche dans la mine elles sont désignées depuis longtemps comme "pórfido" et c'est là où ont été trouvés les échantillons les plus représentatifs. La discussion pétrogénétique et les conclusions seront donc données dans le chapitre I de la deuxième partie, mais on pourra dire dès maintenant que ces roches ont été dénommées lamprophyres, avec réserve, à cause de leur mode de gisement et de leurs caractères chimiques, bien que la pétrographie laisse subsister des doutes.

Les "lamprophyres" se présentent en général sous forme de roches blanches et meubles, à grain très fin. Ils n'ont été trouvés que dans les quartzites, dont la dureté les protège, et où ils forment des filons subméridiens, surcreusés par rapport à l'encaissant. Leur puissance est de l'ordre de quelques décimètres.

On en trouve dans le :

- Quartzite armoricain : immédiatement à l'Ouest du Puente de Hierro et à l'Ouest du pont du Valdeazogues à Almadenejos ; au col de Vistalegre.
- Quartzite canteras : dans les carrières au Sud du village d'Almadén, où les exploitants les ont laissés. Dans la carrière la plus méridionale a été trouvé le seul filon micacé.
- Quartzite siegenien : un filon a été observé lors des travaux de creusement du nouveau réservoir d'eau, immédiatement au Nord d'Almadén.

Toutes ces roches sont altérées à l'extrême et leur étude sera faite sur les échantillons prélevés dans la mine.

F — LE VOLCANISME PLIO-QUATERNAIRE DE LA PROVINCE DE CIUDAD REAL

Plusieurs études anciennes ont été consacrées à ce volcanisme qui n'est d'ailleurs pas représenté à l'intérieur de la concession même (F. Quiroga, 1880 ; Hernandez Pacheco, 1932 ; Burri et Parga Pondal, 1933). Il a toutefois sa place dans cette monographie parce que les "diabases" connues à Almadén et en particulier dans la mine ont été supposées contemporaines de ce volcanisme (Van der Veen, 1924) et qu'elles auraient pour cet auteur, une relation générique avec la minéralisation mercurifère. Il n'est pas évident qu'un lien existe entre le volcanisme paléozoïque de la Sierra Morena, qui vient d'être étudié en détail et les manifestations éruptives sub-actuelles. Pourtant ces dernières sont sans doute une conséquence de la réouverture de fractures anciennes lors des phases alpines.

Les éruptions plio-quaternaires intéressent un secteur d'environ 60 x 80 km², le "Campo de Calatrava" et ont une pétrographie variée (Burri et Parga Pondal, 1933). Des auteurs distinguent les types suivants : - basaltes à olivine et labrador ; - ankaratrites, qui sont de loin les plus abondantes, et qui contiennent parfois de la mélilite et de la noséane ; - leucitite mélanocrate à olivine.

Il s'agit donc de roches essentiellement sous-saturées, qui présentent d'après le Professeur J. M. Fuster Casas (communication orale) un caractère nettement potassique, original pour ce type pétrographique.

Les pointements de La Bienvenida (Almodóvar del Campo) à 31 km au SEE d'Almadén constituent l'affleurement volcanique le plus proche d'Almadén. Ils sont situés dans le "Valle de Alcudia" dont ils dépassent les formations schisteuses d'une cinquantaine de mètres pour le plus haut des quatre. Un examen sommaire a montré qu'ils étaient formés de basaltes à olivine, localement enrichis en Ca (mélilite, calcite, etc.) (*), dans des faciès amygdalaires. On peut enfin citer les pointements de Luciana, alignés plus ou moins selon une direction NNW (Mingarro Martín, 1958), situés à une cinquantaine de kilomètres au NE d'Almadén.

G — LE PROBLÈME DU MÉTAMORPHISME

1 — RAPPEL DES OBSERVATIONS INTÉRESSANT LE MÉTAMORPHISME

La discussion du métamorphisme doit tenir compte des observations antérieures :

- les argilites et les shales contiennent essentiellement de la chlorite et de l'illite, et exceptionnellement de la kaolinite. Un échantillon unique a montré l'association pyrophyllite-kaolinite.
- une schistosité oblique sur la stratification ne se développe que rarement, quelques phyllites néoformées sont alors visibles ; les structures en "crayons" sont également rares.
- des verres non dévitrifiés sont fréquents dans les brèches pyroclastiques, plus rares dans les roches basiques interstratifiées.
- les basaltes et les dolérites sont généralement interstratifiés.

L'étude géologique de la mine a permis des observations supplémentaires, résumées ici par anticipation sur le chapitre I de la deuxième partie :

(*) Il est possible que ce Ca ait été entraîné lors de la traversée par les basaltes de l'horizon calcaire que l'on connaît dans la partie terminale de l'Anté-ordovicien.

- la matière organique des "schistes graphiteux" est un carbone amorphe aux rayons X ;
- la pumpellyite a été observée sous forme d'enduit blanc dans une fissure de quartzite au voisinage des laves du toit (observation unique) ;
- les fissures du quartzite sont fréquemment tapissées de kaolinite ;
- les argilites et shales contiennent de la kaolinite, mais ne semblent pas altérés ;
- les inclusions fluides donnent un couple de valeurs P et T, maximum atteint au moins momentanément au cours de l'histoire géologique.

La discussion peut se faire autour de quelques "indicateurs" que nous verrons successivement. L'intérêt d'une telle réflexion est double. Il est évident de prime abord que le métamorphisme observé à Almadén est faible et l'on se trouve ici dans un domaine d'étude à peine exploré, parce qu'il est aux confins de plusieurs disciplines restées indépendantes jusqu'à présent. Des progrès seront possibles lorsque les échelles fournies par ces différentes disciplines auront été calées les unes par rapport aux autres. La métallogénie du mercure a également tout à gagner d'une meilleure connaissance des conditions limites en deçà desquelles des gîtes ont pu se conserver lors du métamorphisme. Il y a là un critère de sélection simple, qui peut être utilisé conjointement à d'autres en prospection stratégique. La propriété du mercure la plus immédiatement perceptible est certes sa mobilité comme l'indique son ancien nom de vif-argent. Mais cette propriété n'est pas aussi universelle que l'on veut bien le croire, puisque nous connaissons tout de même des gîtes de mercure...

2 LES VERRES VOLCANIQUES

Des verres volcaniques ont été trouvés en abondance, en particulier dans les tufs (voir à ce sujet le sous-chapitre sur les roches basiques). De même, on rencontre de belles textures de dévitrification (Pl. IV, fig. 6), mais elles sont rares et ne transforment pas entièrement les fragments de verre. Leur présence est importante à plusieurs titres :

- il s'agit de constituants indubitablement primaires, contrairement aux minéraux-indicateurs, dont l'âge est sujet à controverse ;
- la dévitrification est plus rapide pour les verres basaltiques que pour les verres acides (Marshall, 1961) ;
- la dévitrification est accélérée par la présence d'eau (Marshall, 1961) ;
- les verres sont très sensibles au métamorphisme :

"Dans les conditions anchimétamorphiques, les verres se transforment lentement en un mélange des minéraux que le magma aurait secrété lors d'une cristallisation primaire : structure microfelsitique. Sous l'effet du stress, cette formation de felsite est rapide et complète ; ... Dans le cas de verres basaltiques, riches en Mg-Fe, un faible métamorphisme épizonal conduit en général à l'apparition de déléssite ; une "chloritisation" à la formation de diabase" (Tröger, 1967, p. 114).

Il en résulte que les verres sont rares dans les roches volcaniques anciennes, et leur présence à Almadén est un bon argument pour démontrer la faible intensité du métamorphisme. Toutefois, on ne dispose là que d'un repère qualitatif, car aucune donnée numérique n'a pu être trouvée, ce qui n'a rien d'étonnant, compte-tenu de la variabilité chimique de ces verres et des problèmes que pose leur prélèvement en vue d'une analyse. L'étude de R.R. Marshall (1961) ne concerne en effet que les roches holovitreuses et ses abaques ne peuvent être employés pour cette raison. Par ailleurs, le contenu en H₂O des parties vitreuses des roches d'Almadén n'est pas connu.

3 - LA PROFONDEUR DE MISE EN PLACE DU VOLCANISME

L'épanchement des laves sous une forte pression hydrostatique, au fond des océans, empêche l'eau juvénile de s'échapper. Au-delà de 2000 m de profondeur (Rittmann, 1963, p. 25) la pression hydrostatique dépasse la pression critique de l'eau interdisant ainsi tout dégazage. L'application de la loi de Henry expliquerait au con-

traire l'assimilation de l'eau de mer par la lave (Rittmann, 1963, p. 325), mais ce raisonnement peut aussi s'appliquer aux eaux connées, tout comme peut-être à des hydrocarbures dont le craquage donnerait du CO_2 et H_2O . L'existence de roches pyroclastiques montre que la couche d'eau a plusieurs fois été inférieure à 2000 m.

4 - LA MATIÈRE ORGANIQUE

Elle sera discutée en détail dans le chapitre I de la deuxième partie, mais il suffit ici de rappeler qu'elle est constituée de carbone amorphe aux rayons X, mais nettement anisotrope en section polie. La présence de ce corps semble indiquer que la température atteinte n'a guère dépassé 200°C, mais les conditions de formation du graphite à partir de carbone amorphe semblent mal connues. Pour A. Schüller (1961), il se formerait entre 200° et 250°C à 1,5 kb à partir d'anthracite, alors qu'il n'apparaît en général que dans la catazone.

5 - APPARITION DE LA SCHISTOSITÉ

Les argilites du mur (Og) et plus rarement les "schistes à Calymene (Ob) montrent quelquefois au jour une tendance à des débits en crayon, qui ne peuvent résulter que de l'intersection d'une schistosité avec une autre schistosité, ou au moins une stratification. En lame mince, ces mêmes argilites du mur (Og) prélevées au fond, montrent un très faible développement de phyllites obliques par rapport à la stratification et marquent un début de schistosité de fracture. Mais celle-ci est vraisemblablement induite par les **diaclasages**. En revanche, dans de nombreux échantillons, aucune schistosité n'a été observée. Les roches d'Almadén sont donc arrivées à un état voisin du front de schistosité et les différences observées semblent résulter plus de la minéralogie ou des efforts subis localement que de la profondeur d'enfouissement atteinte.

On sait peu sur la relation entre le front de schistosité et la pression due au recouvrement, d'autant plus que la température semble également jouer un rôle important : selon la région, la schistosité semble apparaître sous des charges de 3000 ou 5000 à 7000 m (Kübler, 1967). On connaît même des recouvrements de 10 km n'ayant pas entraîné de schistosité (de Sitter, 1964). Seules des différences de gradients thermiques semblent pouvoir expliquer de telles disparités.

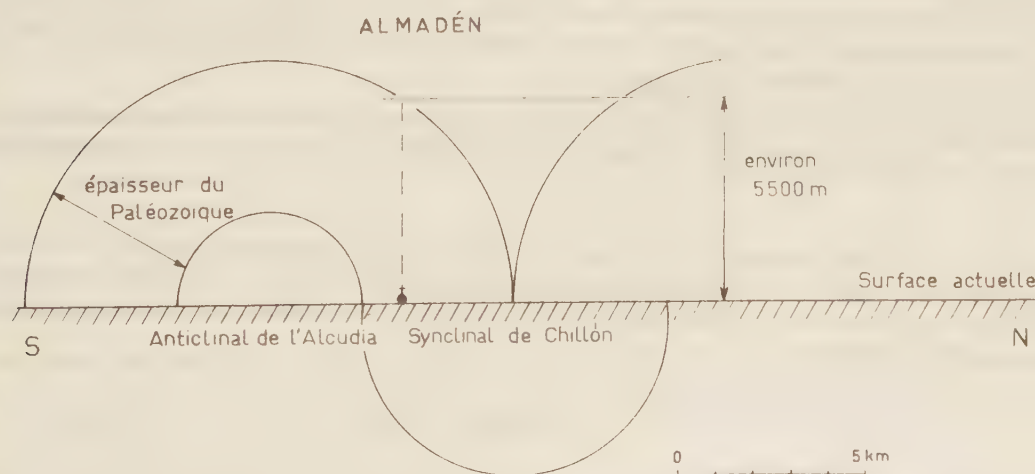


Figure 30 - Estimation du recouvrement lithostratigraphique.

L'épaisseur du recouvrement érodé au-dessus de la surface actuelle peut être grossièrement estimée. La coupe tectonique d'Almadén (fig. 32) montre que les formations paléozoïques ont été plissées en épousant des clivages d'Anté-ordovicien. L'épaisseur de ces formations étant d'environ 4000 m, on voit (fig. 30) que la charge lithostatique correspondait à environ 5500 m, soit au moins 1,5 kb. Le double de ces chiffres constituerait une limite supérieure, mais rien ne permet de penser qu'elle ait été atteinte. L'intervention d'une surpression tectonique reste hypothétique, et les manifestations explosives du volcanisme indiquent que la profondeur d'eau n'a pas dû dépasser les 2000 m, lorsqu'elles se sont produites.

6 - LES MINÉRAUX DES ARGILES

a - PYROPHYLLITE

Elle a été trouvée dans un schiste du Dévonien inférieur, conjointement avec de la kaolinite et du quartz. Dans l'hypothèse d'une origine métamorphique, on se trouverait en présence de l'équilibre :



déterminé expérimentalement. Son intérêt majeur réside dans la faible influence de la pression : on peut donc négliger la correction de pression, puisque l'on ne connaît pas celle-ci, et admettre que la température atteinte régionalement a été voisine de 350°C. Ce chiffre constituerait un maximum et pourrait être bien plus faible (Meyer et Hemley, in Barnes, 1967).

b - KAOLINITE

Elle est rencontrée fréquemment dans des petites cavités et surtout dans des fissures du Quartzite du criadero. Elle est également abondante dans les schistes graphiteux. Son origine n'est pas connue, car elle n'a pas pu être étudiée au microscope. Elle peut être due :

- à une diagenèse des phyllites (séricite ou micas détritiques) à l'image d'exemples connus dans le Cambro-Ordovicien du Sahara ou des séries schisto-gréseuses du Pennsylvanien des Etats-Unis (Millot, 1964). Dans ces deux cas, elle est caractéristique de solutions percolantes, sans cations. Un milieu poreux est donc particulièrement favorable à la kaolinisation et dans des alternances, la kaolinite apparaît préférentiellement dans les grès. On remarquera enfin que la transformation de mica en kaolinite libère de la silice, qui devient disponible pour participer à la quartzification. Si l'on admet cette origine pour la kaolinite, il convient de tenir compte du pH nécessairement acide lors de sa formation et du fait qu'une bonne partie de ce minéral est située dans des fissures. La kaolinite a donc dû être déplacée après sa formation, si celle-ci est diagénétique, ou s'est constituée très tardivement, après une première fracturation.

- à une origine hydrothermale tardive, éventualité souvent admise en liaison avec des gîtes minéraux. Dans ce cas, il s'agit en général des variétés nacrite ou dickite, ce que nous n'avons pas pu vérifier par diffractométrie.

La présence de kaolinite montre que la température n'a pas pu être supérieure à environ 300 ou 400°C et que les conditions du faciès "schistes verts" n'ont pas été atteintes après l'apparition de ce minéral. Celui-ci ne subsiste que dans les faciès à zéolites et à pumpellyite. L'apparition de la kaolinite n'est pas datée et empêche donc l'utilisation de ce critère.

c - ILLITE

Les diffractogrammes ont été réalisés selon la technique décrite par G. Dunoyer de Segonzac (1969) (*) pour une

(*) Au laboratoire de Géologie de Strasbourg, sous la direction de G. Dunoyer de Segonzac que je remercie ici. Une publication plus détaillée est en préparation.

vingtaine d'échantillons d'argilites, composées d'illite pure ou d'un mélange d'illite et de chlorite. Cet auteur a montré que ces derniers minéraux des argiles sont les seuls stables, lorsqu'est atteinte une diagenèse avancée. Des roches provenant uniquement de sondages ou de travaux miniers ont été sélectionnées pour éviter l'influence de l'altération météorique. L'absence de minéraux susceptibles d'élargir le pic à 10 Å a été vérifiée, de sorte que la largeur de celui-ci est uniquement due à la cristallinité plus ou moins bonne de l'illite. D'après ce critère, aucun des échantillons étudiés n'a dépassé l'anchizone, et un certain nombre d'entre eux sont restés dans le domaine de la diagenèse profonde.

7 - LA PUMPELLYITE

La pumpellyite est un minéral indicateur devenu classique dans plusieurs associations caractéristiques de faciès. La variabilité chimique, tant des compositions globales que des minéraux individuels, sur laquelle Eskola avait déjà attiré l'attention, ne permet pas de définir de manière très précise les champs de stabilité correspondant aux différents sous-faciès.

Bien que la détermination de la pumpellyite à Almadén ne fasse pas de doute, les conclusions que l'on peut en tirer restent limitées du fait qu'elle n'a été trouvée qu'une fois, dans une fissure, sans autre minéral accompagnateur que la kaolinite, donc après mobilisation et sans l'association habituelle pumpellyite-prehnite.

On peut dès lors se demander si la pumpellyite n'est pas un minéral de rétro-morphose, origine que son apparition en fissure, donc dans un site de détente, rendrait plus probable. En général, on considère que les faciès métamorphiques de basse température des roches volcaniques basiques ont été atteints au cours d'un métamorphisme progressif qui agit pendant un temps plus long que la rétro-morphose (Winkler, 1967). Les contradictions avec les autres observations et le puissant empiement volcanique font cependant envisager la formation de ce minéral au cours du refroidissement, la pression élevée pouvant résulter d'un système fermé.

8 - LES INCLUSIONS FLUIDES

Les inclusions fluides ont permis de constater des températures d'homogénéisation de 100° à 110°C pour la dolomite et de 240° à 270°C pour la barytine. Il semble donc que la dolomite soit plus tardive, ce qui n'a pas pu être confirmé par l'étude de la succession paragenétique. Ces mesures ne concernent que des minéraux s'étant développés dans des fractures et n'indiquent donc que les températures des solutions ayant circulé dans ces dernières. Elles ne sauraient être étendues à l'environnement régional.

La connaissance, non acquise pour l'instant, de la composition chimique des inclusions permettra alors de construire un isochoire, et de connaître par ce moyen les pressions. Indirectement, on a toutefois pu établir, qu'au moment de la cristallisation de la barytine, la pression a dû être inférieure à 0,25 kb. Celle-ci est donc tardive.

9 - CONCLUSIONS

Un certain nombre de données ont été rassemblées, mais restent encore disparates. Les études de cristallinité de l'illite et la conservation des verres volcaniques constituent cependant de fortes présomptions pour un métamorphisme n'ayant pas dépassé l'anchizone.

Chapitre III

TECTONIQUE

Mein Kind, was werden wir nun sprechen ?
- Die Wahrheit !

(W.A. Mozart - Zauberflöte)

La minéralisation s'est rapidement avérée indépendante de la tectonique. En conséquence, cette dernière n'a pas eu, faute de temps, le développement que méritait un sujet aussi intéressant. Les techniques microtectoniques n'ont pas été employées, en partie par suite de la difficulté due au faible développement de la schistosité dans les formations paléozoïques. Les interprétations proposées ici sont donc basées sur l'étude des grandes structures, de celle des déformations subies par quelques niveaux repères et d'un certain nombre de détails observés dans la zone d'Almadén. La carte hors-texte (Pl. hors-texte VI) qui accompagne ce volume pour plus de clarté, a été préparée à partir de celle d'A. Almela et al. (1962).

A – PARTICULARITÉS GÉOMÉTRIQUES DES UNITÉS STRUCTURALES

Les grandes unités structurales (fig. 31) ont été mentionnées dans l'introduction et par ailleurs déjà décrites en détail par A. Almela et al. (1962). Dans ce paragraphe seront présentées des observations synthétiques qui permettront de dégager un modèle d'évolution tectonique.

Le modelé d'érosion souligne d'emblée l'opposition entre deux entités, définies dans la terminologie de E. Wegmann : - la zone de transition (qui participe à la fois du socle et de la surstructure), formée par l'Anté-Ordovicien ; - la couverture uniquement constituée par le Paléozoïque.

Ces entités correspondent à des cycles différents et sont séparées par une discordance. L'infrastructure n'a été observée nulle part, ni même son existence soupçonnée par un métamorphisme plus intense. Elle n'apparaît qu'à une certaine distance : migmatites de Tolède ou formations d'Azuaga, pour ne citer que les plus représentatives. Ceci laisse à supposer une grande épaisseur de la couverture et de la zone de transition.

1 – LA ZONE DE TRANSITION : L'ANTÉ-ORDOVICIEN

L'étude tectonique de l'Anté-Ordovicien n'a pas été entreprise dans le cadre de ce travail, dont elle était trop éloignée. La stratification de l'Anté-Ordovicien est indépendante de celle du Paléozoïque et se traduit par la discordance stratigraphique qui sépare les deux. Dans le secteur compris entre la route d'Almadén à Cordoue

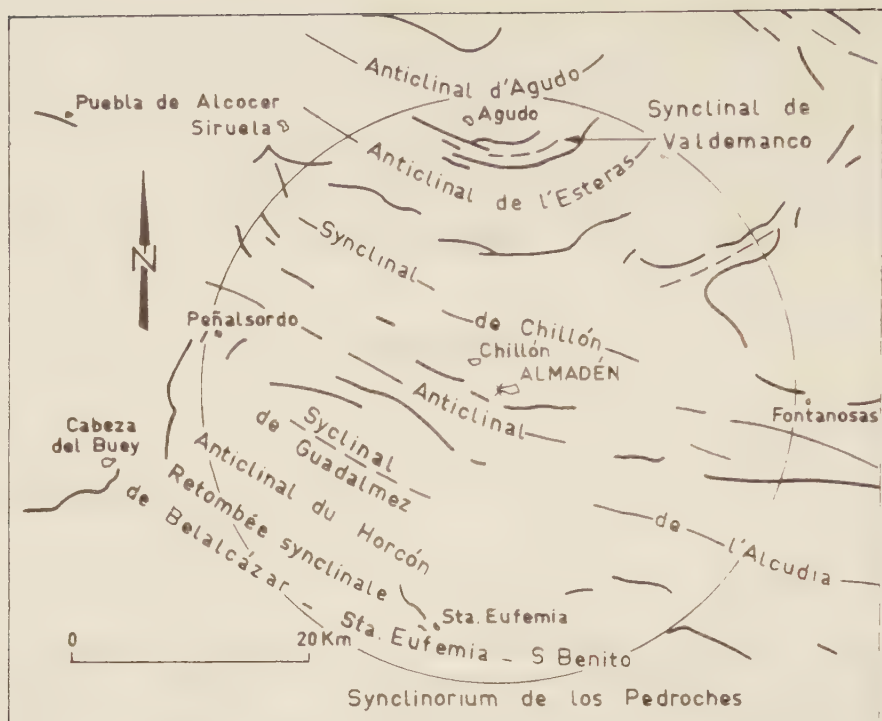


Figure 31 - Position des principales structures tectoniques de la concession d'Almadén. D'après la carte de A. Almela et al. (1962) avec des modifications.
En noir les bandes de Quartzite armoricain.

et celle d'Almadén à Peñalsordo, les pendages sont subverticaux. La discordance du Molino Caído (Valdemanco del Esteras) (Bouyx, 1970) semble indiquer l'existence de deux phases de plissement anté-ordoviciennes, couronnant chacune un cycle sédimentaire.

Au Sud d'Almadén, ces séries sont affectées par une schistosité de fracture verticale, de type plan axial, parallèle aux structures hercyniennes. Au contraire, dans l'anticlinal de l'Esteras, cette schistosité, toujours verticale et parallèle aux structures hercyniennes, dessine une large courbe, comme cela apparaît bien en photo aérienne. Elle a donc été reprise dans une déformation ultérieure.

2 LA COUVERTURE LE PALÉOZOÏQUE

a - LA TECTONIQUE SOUPLE

A/L'échelle kilométrique

D'emblée, on peut reconnaître trois types de plis : des formes étroites et allongées, des formes courtes et des formes recourbées.

1 - Les formes allongées

Elles constituent des plis concentriques droits, dépassant la centaine de kilomètres de long, mais n'ayant que quelques kilomètres de large. Le synclinal d'Almadén-Puertollano, que l'on peut prendre comme exemple, s'étend sur 125 km entre Garlitos (Badajoz) et la Sierra de San Andres (C. Real) pour une largeur moyenne d'une

dizaine de kilomètres. Le synclinal de Guadarranque (Cáceres) présente des caractéristiques analogues, correspondant au concept d'armoricanotype (Klein, 1969). La direction moyenne de ces plis est de N 70°W, et le pendage des couches est subvertical le long du méridien d'Almadén (fig. 32). On observe cependant une différence du comportement mécanique entre les coeurs d'anticlinaux, constitués d'Anté-ordovicien et les synclinaux formés de Paléozoïque : uniquement dans les premiers apparaît une nette schistosité verticale de plan axial. Le contact parfaitement rectiligne entre les deux fait soupçonner l'existence de failles, qui ne sont cependant qu'exceptionnellement visibles, comme au Puente de Hierro (Almadén). Ces observations, jointes à l'indépendance de la stratification de l'Anté-Ordovicien vis-à-vis des structures hercyniennes, montrent bien que nous avons là des domaines tectoniques très différents.

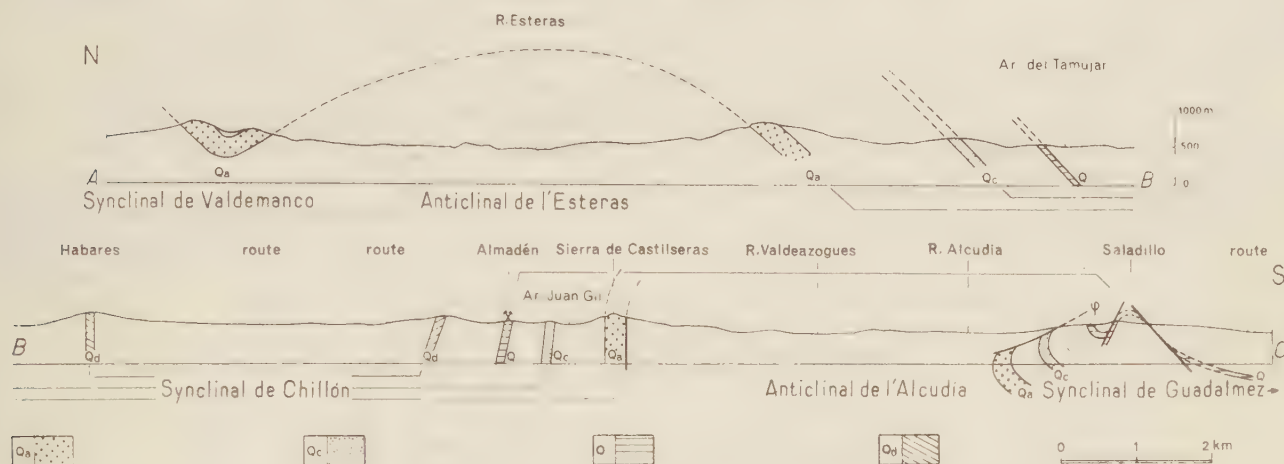


Figure 32 - Coupe tectonique le long du méridien passant par Almadén. Qa - Quartzite armoricaín ; Qc - Quartzite de canteras ; Q - Quartzite du criadero ; Qd - Quartzite siegenien (dit "de la base du Dévonien").

2 - Les formes courtes

Les plis cylindriques présentent localement des variations axiales importantes. On trouve ainsi des brachysynclinaux, comme ceux de Chillón, de Guadalmez ou de Herrera del Duque, où l'on rencontre alors le Dévonien, voire le Carbonifère. Les rapports des longueurs aux largeurs des deux premiers, mesurés en kilomètres à la hauteur du Quartzite siegenien, sont de l'ordre de 20/5. Les culminations axiales sont moins apparentes. La coupe (fig. 32) montre une autre caractéristique des brachysynclinaux de Chillón et de Guadalmez : l'asymétrie de leurs bordures dans les niveaux inférieurs (Quartzite armoricaín), verticaux de part et d'autre de l'anticlinale de l'Alcudia et de pente plus faible sur les flancs opposés.

3 - Les formes courbes

La troisième catégorie est constituée par les formes courbes d'une grande régularité, particulièrement bien visibles sur le schéma régional (fig. 33), tel le petit synclinal de Valdemanco (fig. 31). La direction axiale varie de N 70° W à son extrémité orientale à N 45° E à l'extrémité orientale.

B/L'échelle hectométrique

A ces structures plissées d'échelle kilométrique se surimposent d'autres d'échelle hectométrique. Certaines, parmi celles-ci, sont liées aux grands décrochements régionaux, et seront vues plus loin, d'autres sont des disharmonies, que l'on peut grouper sous le terme de tectonique tangentielle, particulièrement bien visibles sur les bancs de quartzites. Des variations de puissance ont été montrées, pour le Quartzite armoricaín par E. Bouyx (1970) et pour le Quartzite du criadero dans le présent mémoire. Ces amincissements ont alors constitué des amor-

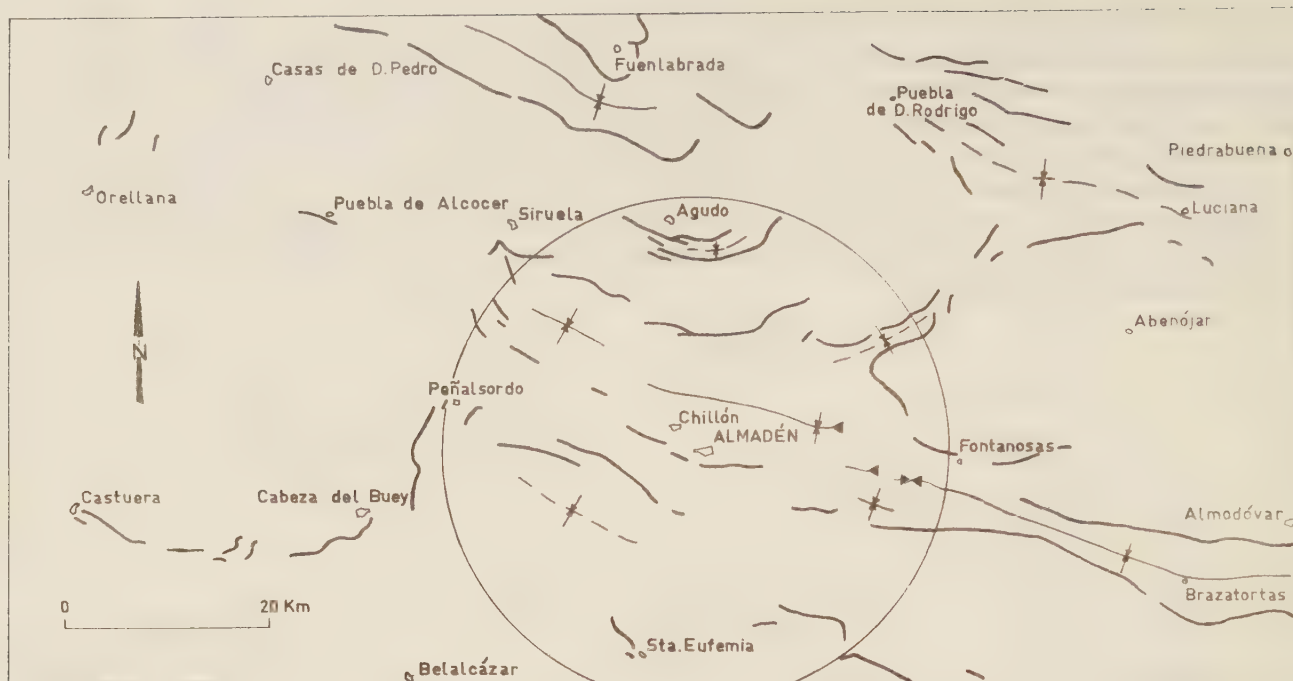


Figure 33 - Schéma tectonique régional.

ces de ruptures ou de déformations. On peut les classer en trois catégories, représentées schématiquement sur la figure 34. Elles constituent un passage vers les déformations cassantes.

1 - Les redoublements

Lors d'une compression parallèle aux couches, une faille préexistante est un plan de séparation privilégié. Les deux parties qu'elle découpe dans un banc peuvent alors glisser l'une sur l'autre et répondre ainsi par un raccourcissement à la compression latérale. Ce raccourcissement peut atteindre plusieurs kilomètres. Les exemples les mieux marqués ont été rencontrés dans le Quartzite armoricain (Peña Barriga, à l'Est de la limite provinciale, l'une des crêtes formant la "Doña Justa", l'autre la "Cervana" ; Sierra de Alcudia, au SW de Fontanosas ; le secteur situé entre S. Benito et El Horcajo, que je n'ai pas étudié, semble également être marqué par plusieurs redoublements) et dans le Quartzite siegenien ("Los Habares", à l'Ouest du PK 7 de la route Almadén-Valdemanco et la cote 613, au Sud de Chillón).

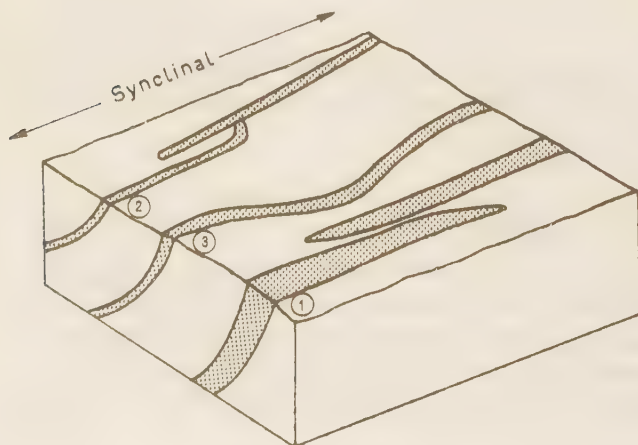


Figure 34 - Les déformations à l'échelle hectométrique, répondant à une compression parallèle aux couches, 1 - redoublement ; 2 - pli-faille ; 3 - bombement.

2 - Les plis-failles à axes verticaux

Ils se produisent là où le quartzite est plus mince. Ils ont surtout été notés dans le Quartzite du criadero (Valfrío, Chillón ; Peñoncillo, Almadenejos ; et à la gare de Chillón, de part et d'autre du Rio Alcudia). On en rencontre également dans le Quartzite siegenien : Tabla del Moro (Almadenejos).

3 - Les bombements

Ils sont moins visibles que les deux premiers types de disharmonie et pourraient correspondre aux puissances de bancs intermédiaires. Ils s'observent surtout dans le Quartzite siegenien.

L'ensemble de ces déformations kilométriques et hectométriques ont été provoquées par la présence de niveaux de quartzites puissants, au sein de séries d'argilites et d'alternances schisto-gréseuses beaucoup moins compétentes. Ces dernières ont facilité la pénétration des éperons de quartzite dans leur masse et ont constitué des couches savons. Le style tectonique observé correspond à la limite des niveaux structuraux moyen et supérieur (Mattauer, 1967). Les formes courtes et courbes ne s'expliquent que par la superposition de deux plissements successifs.



Figure 35 - Tectonique tangentielle du Quartzite du criadero (trait noir épais) à l'Est d'Almadenejos. Cette carte reprend dans sa partie inférieure la figure 68.

Ces déformations souples, jointes aux failles, donnent une structure complexe, comme le montre l'exemple de la figure 35.

b - LA TECTONIQUE CASSANTE : LES FAILLES

La répartition des failles à l'intérieur de la concession a été étudiée à partir de la carte d'A. Almela et al. (1962) en utilisant un curvimètre vectoriel (Houpert et al., 1969). La rose des failles ainsi obtenue (fig. 36) fait apparaître un maximum pour une direction voisine de N 25° W, maximum assez étalé, auquel s'ajoute un maximum secondaire de direction perpendiculaire et assez étalé, lui aussi. La direction N 25° W correspond à de grands décrochements régionaux, bien visibles sur le terrain et sur la photo aérienne et que nous allons étudier plus en détail.

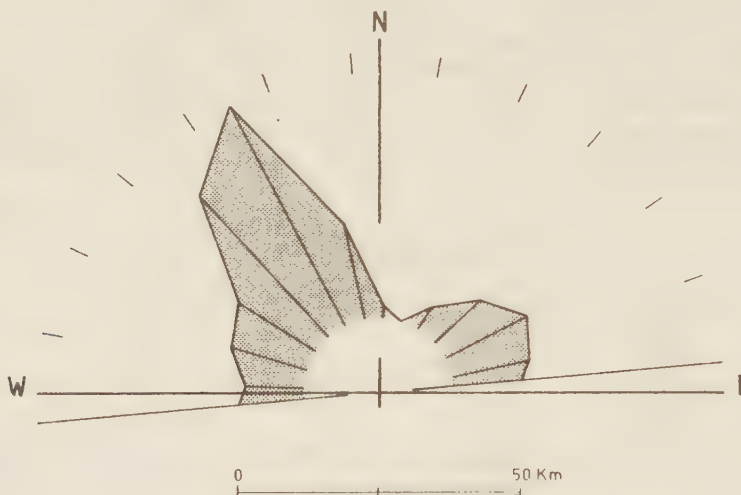


Figure 36 - Rose des failles pour la concession d'Almadén, construite à partir de la carte d'A. Almela et al. (1962). La longueur des vecteurs est proportionnelle à la somme des longueurs de failles ayant une direction comprise à l'intérieur d'un angle au sommet de 15° situé de part et d'autre du vecteur. Par suite d'un défaut instrumental la ligne de base ne coïncide pas avec la direction EW.

A/ Les grands décrochements

L'existence de ces décrochements avait été remarquée dès 1911 par J. Groth qui avait signalé la grande faille du pont du Valdeazogues (PK 7 de la route Almadén-Ciudad Real), opposant "le quartzite armoricain au quartzite dévonien à *Pleurodictyum*".

Les principales caractéristiques de ces failles peuvent être résumées ainsi :

- elles sont verticales ;
- leur tracé est absolument rectiligne, bien marqué dans la topographie, et recoupe toutes les manifestations des phases antérieures, telles que les bombements, et en particulier les redoublements des bancs de quartzite ;
- leur longueur est importante et atteint souvent 20 km ;
- le rejet horizontal varie fortement le long de ces failles. La faille du Valdeazogues décale le Quartzite siegenien de 100 m sur le flanc nord du synclinal de Chillón, de près de 2,5 km au Sud (le rejet pour le Quartzite armoricain, mesuré le long de la faille, atteint même 3,5 km). Ces variations s'expliquent par des relais latéraux. L'importance du rejet varie également le long de la verticale. La faille de S. Teodoro étudiée dans la mine d'Almadén en fournit un bel exemple, tout comme celle passant au Puente de Hierro (Almadén).

Ces décrochements sont accompagnés de multiples manifestations annexes, comme le montre celui passant au Puente de Hierro : - plissements (le Quartzite du criadero au Nord de la route Almadén-Alamillo) ; - chevauchements (Anté-ordovicien sur Ordovicien à l'Est du Puente de Hierro, sur plusieurs kilomètres de long, avec une flèche de quelques centaines de mètres) (*).

Ces deux phénomènes constituent le relai du décrochement d'Almadén par celui d'Alamillo. La faille tracée par A. Almela et al. (1962) au Sud de l'anticlinal de l'Alcudia, correspondrait dans cette interprétation au front de l'écaille, et devrait donc avoir un pendage très faible, non visible d'ailleurs sur le terrain (fig. 37).

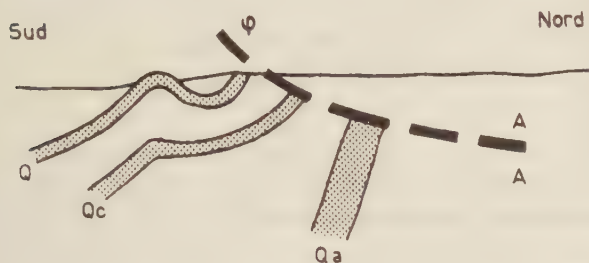


Figure 37 - Coupe interprétative du chevauchement local à l'Est du Puente de Hierro (Almadén).
 φ - surface de chevauchement ; F - faille bordière de l'anticlinal de l'Alcudia ; A - Anté-ordovicien ;
 Qa - Quartzite armoricain ; Qc - Quartzite de canteras ;
 Q - Quartzite du criadero.

- Le jeu de ces failles est généralement dextre. Une observation plus détaillée dans la mine (voir planches hors-texte IV et V) semble montrer que ce jeu dextre a été suivi d'un petit mouvement sénestre en retour, correspondant à une détente.

- Les failles importantes, figurées sur la carte, sont accompagnées d'un grand nombre de petites failles et de diaclases, impossibles à rendre toutes et qui ont la même direction. Un deuxième système s'associe au premier. Celui-ci apparaît avec presque la même fréquence, mais s'accompagne rarement de rejets visibles et ne donne jamais de décrochements régionaux.

Une analyse en a été faite pour le secteur d'Almadén (fig. 38) à partir d'une photo aérienne (voir la figure 16 de Bouyx, 1970) : on trouve ainsi le maximum principal aux environs de N 25° W, accompagné d'un maximum secondaire aux environs de N 7° E faisant donc un angle de 35° avec la direction précédente (**);

- des intrusions acides (rhyolites, comme à Casas del Castillo, Almadenejos) ou basiques (dolérites, comme à la cote 503 au SW d'Almadén) ont utilisé ces failles comme canaux d'ascension, mais sur des longueurs assez courtes. Ces décrochements ne sont pas minéralisés dans les environs d'Almadén. Les relations des stocks de Fontanosas et de Garlitos avec ces accidents n'ont pas encore été dégagées. En revanche, ces derniers recoupent et déplacent le batholite de Los Pedroches.

(*) Ce chevauchement a sans doute été facilité par l'existence d'une faille directionnelle, peu inclinée sur l'horizontale, et analogue à celle qui fait disparaître le Quartzite de canteras au Nord de la gare de Chillón. De plus, le Quartzite armoricain est pris en écharpe, sous un angle très aigu, par une deuxième faille, verticale, qui provoque le caractéristique biseautage de ce quartzite à une centaine de mètres à l'Ouest de la ferme de Ballesteros. Ces deux accidents ont suffisamment réduit le Quartzite armoricain, de manière à éliminer l'obstacle qu'il constituait pour le chevauchement.

(**) Cet angle est le double de l'angle de cisaillement (mesuré par rapport à la direction de la contrainte), qui serait dans ce cas de 17°. La théorie de Navier donne une valeur $\leq 45^\circ$, donc bien supérieure. Les expériences de Culliver (in Routhier, 1963) ont donné de 25 à 28° pour des grès. Or les quartzites sont encore plus compétents et les deux valeurs sont donc en bon accord.

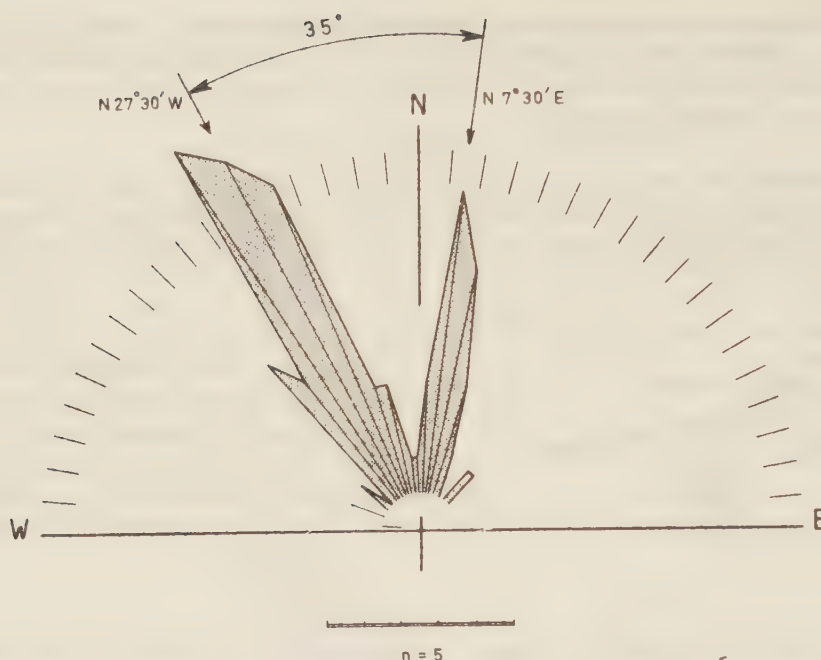


Figure 38 - Rose des fractures du Quartzite armoricain, de part et d'autre de l'anticlinal de l'Alcudia au Sud d'Almadén, construite à partir de la figure 16 de E. Bouyx (1970). Dans la construction, il n'est pas tenu compte de la longueur des accidents, seulement de leur nombre.

B/Failles de détente associées

Le deuxième maximum (N 65° E) de la figure 36 correspond à des failles fréquemment ouvertes et qui ont permis la mise en place de rhyolites ("El Borracho") ou de filons hydrothermaux. Les filons de "Quinto del Hierro" (Almadenejos) et de "Gasta y Sacarás" Sta. Eufemia, autrefois exploités pour la galène, pourraient appartenir à ce système, ainsi que d'autres, plus réduits (Sto Domingo).

C/Failles directionnelles

Un troisième système de failles a été relevé : ce sont des failles inverses plus ou moins directionnelles, de pendage voisin de 45°. En surface, elles échappent généralement à l'observateur, à l'exception de celle recoupée par la tranchée du chemin de fer, au Nord de la gare de Chillón et qui est responsable de la disparition du Quartzite de canteras à cet endroit. En revanche, elles sont bien observables dans les travaux miniers.

Toutes les failles n'appartiennent pas cependant à ces trois systèmes. Il en est donc encore d'autres, qui restent à dénombrer.

3 - CONCLUSION

La tectonique d'Almadén résulte du jeu d'une couverture, souple, avec une zone de transition plus rigide, se comportant comme deux niveaux tectoniques différents. Les deux participent cependant de la surstructure, et l'intervention de l'infrastructure ne peut être trouvée que dans les failles très longues. Ces relations entre niveaux tectoniques différents traduisent une tectonique de recouvrement.

B — CHRONOLOGIE TECTONIQUE

La chronologie tectonique sera établie en plusieurs étapes :

- succession des événements tectoniques hercyniens dans le secteur d'Almadén ; - essai sur les forces ; - intégration dans le schéma de l'orogénèse hercynienne ; - vue d'ensemble de l'histoire tectonique du secteur d'Almadén.

1 — SUCCESSION DES ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES HERCINIENS DANS LES SECTEURS D'ALMADÉN ET ESSAI SUR LES FORCES

Une reconstitution de la succession des déformations a été tentée à partir des particularités géométriques précédemment décrites. Un tel modèle ne peut être qu'approché : il n'est plus possible de tenir compte d'une variable importante, la puissance cumulée des sédiments. Il est en effet probable que les formes courtes ont été induites par des accumulations sédimentaires particulièrement volumineuses, déposées dans des zones subsidentes. Trois déformations successives semblent suffisantes pour aboutir à la situation actuelle.

La première déformation aurait donné les plis droits concentriques, de direction N 70° W, puisque ceux-ci sont affectés par tous les événements postérieurs. La différence des comportements tectoniques de l'Anté-Ordovicien et du Paléozoïque permet de penser que le premier se présente sous forme de claveaux, affectés de mouvements verticaux inégaux, sur lesquels s'est moulé le second. Si la direction des failles bordières est connue, celles-ci sont rarement observables (et n'ont donc pas été décrites précédemment) et leurs pendages n'ont pu être estimés. Une telle série de claveaux est la conséquence d'un serrage (*) latéral du socle qui s'est transmis vers le haut. Les failles directionnelles inverses rencontrées dans les travaux miniers, en particulier dans la galerie du Chorillo, sont la preuve d'un tel serrage.

La deuxième déformation correspond à un resserrement perpendiculaire au précédent, comme le montrent les écaillages à l'Est de Puebla de Don Rodrigo et les formes sigmoïdes entre Castuera et Cabeza del Buey (fig. 33). Le sens du déplacement relatif a été tel que les parties septentrionales ont été déplacées vers l'Ouest par rapport aux parties méridionales. La réduction ainsi provoquée n'est pas négligeable. Pour en avoir une idée, on peut mesurer la longueur développée du Quartzite armoricain entre Cabeza del Buey et S. Benito. En tenant compte des redoublements, cités ailleurs, et du pli en coude au Sud de Zarza Capilla, on arrive à 70 km, alors que 50 km séparent ces deux villages à vol d'oiseau. La réduction est donc de 15 % dans le cas envisagé. Son ampleur varie évidemment selon l'endroit où elle est mesurée : à l'Ouest de la zone étudiée, le Quartzite armoricain n'est que légèrement incurvé sur 30 km, entre Cabeza del Buey et Castuera, alors qu'à l'Est, il entre dans la zone particulièrement compliquée du Horcajo. Ce resserrement EW explique également les dysharmonies notées dans le Paléozoïque (comme celles citées dans la description géométrique, ou la "fenêtre tectonique de Puebla de Don Rodrigo" décrite par G. Tamain, 1970). Enfin, il s'accorde avec les rebroussements visibles entre Fuenlabrada et Fontanosas (fig. 33), en particulier celui des diaclases dans l'anticlinal de l'Esteras.

Ce resserrement est plus difficile à interpréter : il semble correspondre à un coulissage horizontal des failles bordières des claveaux, qui a eu précédemment une composante essentiellement verticale. (Ainsi s'explique la fréquence des axes verticaux dans les déformations hectométriques des bancs de quartzites). On devrait alors trouver la continuation de ces failles, à l'Ouest du secteur étudié, au Nord de Cabeza del Buey et de Peñalsordo, or ce n'est pas le cas. Néanmoins, tout le Sud de la Meseta est caractérisé par une tectonique tangentielle : les environs de El Centenillo (Tamain, 1966), le Sud du Portugal (Schermerhorn et Stanton, 1969), la province de Huelva (Soler ; Fantinet, 1971).

(*) Pour cette raison, les termes classiques de horst et graben n'ont pas été employés ici, car ils correspondent à des phénomènes d'extension et non de compression.

La troisième déformation est constituée par les grands décrochements régionaux, de direction approximative N 25° W, qui recoupent toutes les autres déformations et ne sont affectés d'aucune. D'autre part, ils ont servi de canaux d'ascension à des manifestations magmatiques rhyolitiques et surtout doléritiques. On peut donc les considérer comme la dernière déformation hercynienne. Comme l'avait montré la figure 36, le système que forment ces décrochements admet un système conjugué, constitué par des fractures, généralement sans déplacement visible, qui est donc synchrone.

La faible représentation des formations carbonifères, et l'absence de formations post-hercyniennes rendent délicate l'appréciation des déformations ultérieures (alpines en particulier) dont on connaît pourtant l'existence.

2 INTÉGRATION DANS LE SCHÉMA GÉNÉRAL DE L'OROGENÈSE HERCYNIENNE

La chronologie relative qui vient d'être établie doit maintenant être calée dans une échelle connue. Une interprétation a déjà été proposée ailleurs (Leutwein, Saupé et al., 1970) : à partir d'observations de terrains, de compilations bibliographiques et de mesures géochronologiques, la phase sudète avait été proposée comme date de plissement. Cette conclusion a été critiquée (Schermerhorn, 1971) et sera donc brièvement réexaminée. L'objection principale qui lui est faite est l'intervalle de 25 MA qui sépare le plissement de la mise en place du granite (à 302 ± 10 MA), intervalle cependant beaucoup plus petit, si l'on pense à la marge d'erreur (10 MA) et à une possible diachronie des phases tectoniques (une migration des orogénèses dans le sens d'Auboin). Le problème revient donc à savoir si 25 ou peut-être 7 à 8 MA peuvent s'écouler entre une phase orogénique et la mise en place des granites post-tectoniques.

Dans le Sud du Portugal, l'âge du plissement a pu être déterminé biostratigraphiquement (Schermerhorn, 1971) mieux que nous n'avions pu le faire à Almadén : les formations les plus récentes touchées par le plissement appartiennent au Westphalien A (Délépine, 1957), les plus anciennes de celles postérieures au plissement sont du Westphalien D (bassin de Sta Susana au Portugal). La phase semble donc s'être produite au Westphalien B/C, soit vers 305 MA, ce qui est évidemment en accord avec la datation radiométrique de la granodiorite de Fontanosas et ne correspond pas à une des phases classiques de Stille. Par ailleurs, on connaît au Sud du Portugal le Viséen supérieur (III α , β , γ , et δ) et la base du Namurien (Namurien A), ce qui exclut donc la possibilité de la phase sudète (*).

L'âge de cette phase n'est pourtant pas indiscutable. Tout d'abord, sa limite inférieure est fournie par les déterminations de Goniatites par G. Délépine (1957) précisant les travaux de P. Pruvost (1914). D'autre part, R. G. Wagner (1959) a pu placer la phase "leonienne" à la base ou à l'intérieur du Westphalien D par des datations paléobotaniques, peut-être plus précises que celles de Goniatites. Enfin, la flore du bassin houiller de Belmez-Espiel serait du Westphalien B et/ou C d'après les faunes recueillies par W.J. Jongmans (1951). Cependant, le grand accident de Beja est une limite géotectonique majeure. Il n'y a pas lieu de synchroniser deux phases appartenant à des domaines très différents et la critique de L.J.G. Schermerhorn est dès lors sans fondement.

L'âge des déformations établies dans le précédent paragraphe, peut être délimité en se rappelant deux observations : - le Viséen est en continuité avec le Dévonien (Puschmann, 1967 b) ; - le Stéphanien B/C de Puertolano n'est "pratiquement pas plissé" (Wagner et Utting, 1967).

Les arguments stratigraphiques fins manquent pour dire s'il y eut une ou plusieurs phases orogéniques.

(*) Communication écrite L.J.G. Schermerhorn (22.6.71).

3 VUE D'ENSEMBLE SUR L'HISTOIRE TECTONIQUE DU SECTEUR D'ALMADÉN

a - OROGENÈSE CADOMIENNE

Plusieurs discordances ont été dénombrées dans les formations anté-ordoviciennes par E. Bouyx (voir tableau 1). Mais à la lumière de la note de V. Crespo Lara et G. Tamain (1971), on peut se demander si certaines ne correspondent pas à des écaillages ultérieurs. La question se complique d'autant plus que des phases tangentiellles anté-ordoviciennes sont postulées par A. Ovtracht et G. Tamain (1970). Seule, la phase cadomienne est bien démontrée dans le Sud de la Meseta (Mac Pherson, 1979 ; Capdevila et al., 1971, pour les environs de Cordoue) mais ne peut être identifiée pour l'instant à Almadén.

b - OROGENÈSE CALÉDONIENNE

La transgression du Quartzite armoricain sur un Anté-Ordovicien arasé et plissé correspond à la phase sarde. Dans la Péninsule, celle-ci est classiquement subdivisée en sous-phases tolédane (plus ancienne) et ibérique (plus récente). A Almadén, il s'agit de la deuxième, qui se présente avec des caractères épirogéniques, puisqu'elle n'est accompagnée ni de métamorphisme, ni de magmatisme.

Comme il a déjà été dit, je n'ai pu trouver de preuves directes de la phase taconique à Almadén : là où le Quartzite du criadero manque, son absence peut s'expliquer par une lacune de sédimentation. Cependant, le brusque changement des conditions paléogéographiques, démontré par l'existence même de ce quartzite, comme le volcanisme qui fait suite à son dépôt, sont des preuves indirectes d'une instabilité tectonique momentanée. Cette phase est bien marquée en Catalogne (Schriël, 1929) et dans le Nord de l'Espagne, au point que J.R. Parga (1969) lui fait clore un cycle sédimentaire. Elle a été mise en évidence pour la première fois dans le Sud par G. Tamain (1964) encore qu'il puisse s'agir d'une dysharmonie tectonique. Elle pourrait peut-être se retrouver dans deux points, où la stratigraphie de l'Ordovicien est cependant mal connue : à Magacela (Badajoz) où les schistes à Graptolithes recouvriraient du Llandeilo (Rosso de Luna et Hernandez Pacheco, 1956) et à Espiel (Córdoba) où le Viséen moyen recouvre en discordance des formations rapportées à l'Ashgill, mais qui pourraient appartenir au Caradoc (Weisflog, 1963, qui rattache d'ailleurs cette discordance à la phase bretonne) par comparaison avec Almadén.

Phases ardennique et erienne : C. de Prado avait cru montrer paléontologiquement l'absence de Silurien (s.l.) supérieur. Il s'en est suivi une longue controverse, certains auteurs admettant une discordance du Dévonien sur les formations antérieures (Rosso de Luna et Hernandez Pacheco, 1956 ; Redlin, 1955 ; Bard, 1966 ; Maass, 1963 ; de Cortázar, 1894) d'autres la refusant (Lotze, 1945). A Almadén, une telle discordance ne semble pas exister et H. Puschmann (1967 a) a pu établir pour l'ensemble de la Sierra Morena qu'elle était due à des erreurs de déterminations paléontologiques.

c - OROGENÈSE HERCYNIENNE

D. Weisflog (1963) avait conclu à l'existence de la phase bretonne dans le bassin de Belmez-Espiel, mais un plissement n'est pas nécessairement le fruit de la phase qui a immédiatement précédé la discordance. Dans le cas envisagé, il a pu se faire lors d'autres phases que la bretonne. La continuité de la sédimentation du Famennien au Viséen (Puschmann, 1967 b), celle du faciès Culm du Dévonien supérieur au Dinantien (Perran et Tamain, 1967 ; Poupon et Tamain, 1969) montre le rôle négligeable ou nul que cette phase a joué dans le secteur étudié. Il n'en va pas de même de la zone sud-portugaise, ce qui montre l'importance de l'accident de Beja en tant que limite géotectonique.

La phase sud-est a été discutée plus en détail dans le paragraphe précédent. Par suite de l'existence bien connue des bassins stéphaniens, c'est à elle, ou à la phase asturienne que l'on a généralement attribué les

plissements du Sud de l'Espagne. Dans les Asturies et le Léon, la situation semble beaucoup plus compliquée, puisque R. Wagner (1962) y a dénombré de cinq à six phases.

Des mouvements terminaux d'ampleurs très réduite (< 1 m) selon les plans de stratification ont été observés dans la mine d'Almadén. Il est cependant impossible de les dater, par suite de l'absence des formations secondaires.

Dans deux publications récentes, un âge "au moins cadomien" a été attribué aux accidents de socle délimitant les grandes structures régionales (telles l'anticlinal de l'Alcudia, le synclinal d'Almadén-Puertollano), qui elles aussi s'avèreraient cadomiennes (*) (Ovtracht et Tamain, 1972 a et b). L'allure en ligne brisée et l'absence de prolongement dans le Paléozoïque de ces accidents, montreraient qu'ils existaient avant le dépôt du Paléozoïque. En fait, ces lignes brisées sont constituées de failles bordières orientées N 70° W et de décrochements régionaux orientés N 25° W. Les premières sont peut-être d'âge cadomien, mais les arguments de terrain apportent peu de lumière à ce sujet, à part les observations négatives (voir note infrapaginale). Ces failles ne sont affectées que par les décrochements régionaux et semblent donc antérieures de peu à ceux-ci. Les décrochements sont uniquement hercyniens, puisqu'ils traversent le Paléozoïque, comme le montrent le terrain et la photo aérienne.

d - OROGENÈSE ALPINE

Si des failles du Miocène inférieur ont été démontrées dans la province d'Albacete (Navarro et Saavedra, 1966), on ne peut que soupçonner des contrecoups des mouvements alpins du domaine bétique à travers les mouvements épirogéniques intenses décrits dans l'Introduction à propos de la géomorphologie. Ils sont certainement responsables du volcanisme fissural de la province de Ciudad Real, comme des sources thermales de la Sierra Morena et peut-être des derniers rejeux observés dans la mine d'Almadén.

C - APERÇU SUR LA STRUCTURE PROFONDE DU SUD DE LA MESETA IBÉRIQUE

La discussion sur la source du mercure portera, entre autres, sur la possibilité d'une origine profonde du métal. Il est donc nécessaire de rassembler au préalable les informations disponibles sur la structure profonde de la région. La démarche inductive, si familière au géologue, est la seule, dans l'état actuel de nos connaissances et techniques, qui permette d'appréhender les phénomènes de cette échelle. Dans ce but, les directions de recherche suivantes peuvent être explorées : - la synthèse géologique régionale ; - la répartition du champ de gravité terrestre ; - la répartition du champ magnétique terrestre ; - la distribution des foyers sismiques.

Comme nous verrons dans les pages suivantes, ces domaines offrent des intérêts inégaux, en fonction essentiellement de la quantité d'information qu'ils apportent, la distribution des foyers sismiques en particulier s'est révélée sans intérêt.

(*) Il est intéressant d'envisager les conséquences sédimentologiques d'une telle assertion, qui revient à imaginer un fond marin, constitué d'une série de horsts et de grabens très allongés, larges d'une dizaine de km. On voit mal comment aurait pu se déposer dans un pareil environnement une série latéralement aussi continue que celle qui a été rencontrée. On s'attendrait à y trouver des brèches, des variations de faciès, de granulométrie et de puissance rapides et des matériaux remaniés ; or il n'en est rien. (Voir également le sous-chapitre sur la géologie linéamentaire du chapitre I de la deuxième partie).

1 - LA SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE

Les connaissances géologiques accumulées jusqu'à présent permettent de faire des hypothèses sur la structure profonde de l'écorce. Le volcanisme basique, si développé à Almadén dans la série paléozoïque, est le principal trait géologique de cette région pour lequel peut être postulée une origine profonde, à la base de l'écorce ou dans le manteau supérieur. Les périodes d'émission doivent correspondre à des périodes de détente aboutissant à un double phénomène : fusion du matériel basaltique et ouverture de fissures permettant sa montée. L'absence de différenciation demande une montée rapide, peut-être en relation avec l'abondance des fluides et une certaine fragilité du socle qui se fracture périodiquement.

Cette idée est également sous-tendue par un argument géomorphologique. Le seuil du Guadiana, décrit dans l'Introduction, est pour H. Lautensach (1964) la zone faisant la jonction entre les monts de Tolède l.s. et la Sierra Morena, zone formée par des plis courts de couches paléozoïques dépassant faiblement les plaines à remplissage tertiaire, de la Mancha à l'Est et de la Serena à l'Ouest. Dans cette zone, l'altitude moyenne du toit de l'Anté-Ordovicien est plus basse que dans les deux plaines. Les formations paléozoïques qui les couvraient, étant situées plus haut, ont davantage été soumises à l'érosion que les roches du Seuil et ont presque disparu, à l'exception des rares témoins de Quartzite armoricain, écaillés tectoniques ou fonds de synclinaux suspendus, qui parsèment la Serena (Orellana, Puebla de Alcocer, environs de Cabeza del Buey, etc.).

Plus tard, lorsque la couverture paléozoïque eut disparu, l'érosion des couches schisto-gréseuses anté-ordoviciennes a pu se faire facilement, alors que le Paléozoïque du Seuil, protégé par une armature formée des différents niveaux de quartzite, a mieux résisté et a fini par constituer un relief inversé. Le Seuil du Guadiana correspond donc à une zone déprimée de l'écorce.

Les synclinaux et anticlinaux allongés sont séparés par des failles bordières subverticales ayant entraîné la formation de claveaux dans la zone de transition (au sens de Wegmann). Elles sont vraisemblablement profondes, comme leur longueur, quelquefois supérieure à 100 km, le montre. On ne leur connaît cependant ni minéralisation, ni volcanisme associés, et elles sont rarement visibles sur le terrain. La faille indiquée par J. Groth (1914) entre Belalcázar et S. Benito peut être rattachée à ces accidents, bien que cet auteur ne justifie pas son tracé. En revanche, elle ne peut être assimilée à un chevauchement. Le parallélisme approximatif du batholithe de Los Pedroches avec ces accidents permet de supposer que sa mise en place a été facilitée par certains d'entre eux.

2 - RÉPARTITION DU CHAMP DE GRAVITÉ TERRESTRE

a - REMARQUES PRÉLIMINAIRES

Les cartes d'is anomalies de Bouguer à petite échelle (1/3 000 000e), publiées par l'Instituto Geográfico y Catastral de España, ne permettent pas des interprétations locales. Les levés récents, réalisés dans la province de Ciudad Real, m'avaient été communiqués avant leur publication (Ruiz Lopez, 1970) et ont permis diverses représentations cartographiques de l'anomalie de Bouguer (*).

Comme les levés des provinces limitrophes de Cordoue et de Badajoz n'ont pas encore été exécutés, les résultats présentés ici ne peuvent être considérés comme définitifs. Par suite de la technique de calcul utilisée, qui s'apparente en première approximation au calcul d'une moyenne mobile selon deux dimensions, une zone d'incer-

(*) Dans la terminologie espagnole, l'anomalie de Bouguer ne comporte pas la correction topo-isostatique. Dans la suite, celle-ci a été prise à 30 km. Pour tous les détails techniques, nous renvoyons à J. Ruiz Lopez (1970).

titude s'établit en bordure, là où le nombre de mesures entrant dans le calcul est moindre. D'autre part, les 177 stations ont été placées sur des routes, à des intervalles de 3 ou 4 km, et sont donc distribuées selon un réseau aux mailles assez lâches. La malchance a voulu de surcroît, que la zone particulièrement intéressante soit traversée par un seul cheminement, entre Alamillo et un point à 6 km au SW de Brazatortas.

b - PROFILS GRAVIMÉTRIQUES

Il est plus facile de comparer la géologie aux anomalies de la pesanteur sur un profil. Ces dernières pourront ainsi être "étalonnées". Un premier profil transversal (fig. 39) a été construit le long du méridien passant par Almadén, sur lequel ont été projetées un certain nombre de stations. Du Nord vers le Sud, on constate qu'une légère anomalie négative (- 2 milligal) correspond à l'Anté-Ordovicien et que le Quartzite armoricain se marque en négatif (- 4 milligal) par rapport à lui. Le synclinal de Chillón donne une anomalie positive, dont on ne peut dire, vu l'espacement des stations, avec quel niveau stratigraphique elle commence. Le maximum se place dans le prolongement de la dolérite du PK 2.8 de la route de Saceruela et fait supposer qu'en profondeur son extension longitudinale est plus grande qu'en surface. L'extrémité du synclinal de Guadalmez, coupé au Sud d'Alamillo, donne une anomalie négative du même ordre de grandeur que l'anticlinal de l'Alcudia. Un deuxième profil transversal, orienté NW, non représenté ici, confirme le premier et précise les chiffres, du fait que les mêmes terrains sont traversés sur des longueurs plus grandes.

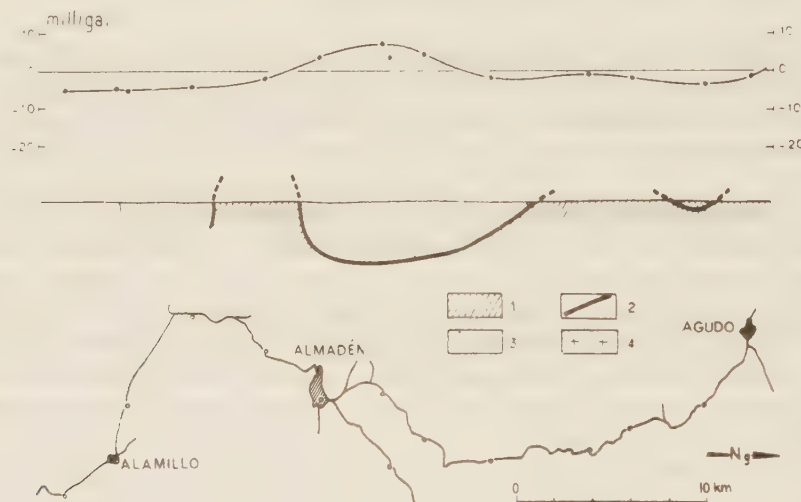


Figure 39 - Profil gravimétrique Nord Sud passant par Almadén.
1 - Anté-ordovicien ; 2 - Quartzite armoricain ; 3 - Paléozoïque ;
4 - granodiorite. Les cercles représentent les stations.

Un profil longitudinal (fig. 40), de composante W-E, confirme également ces observations, mais permet de noter que l'anomalie du synclinal de Chillón devient négative à la hauteur d'Almadenejos ; deux explications sont possibles entre lesquelles on ne peut pas trancher. On quitte le Dévonien riche en roches volcaniques et le soubassement en Quartzite armoricain se relève de façon sensible, comme le montre la carte géologique. La partie la plus intéressante du profil se situe entre Fontanosas et Abe nójar : l'anomalie négative (- 25 à - 30 milligal) correspond dans sa partie ouest à la granodiorite de Fontanosas, dont on peut ainsi supposer qu'elle s'étend plus vers l'Est sous l'Anté-Ordovicien.

c - CARTE ISOGAMME DE BOUGUER (fig. 39)

Cette carte a été construite par interpolations successives, mais la cartographie automatique la reproduit de manière sensiblement identique. Elle permet de faire les observations suivantes :

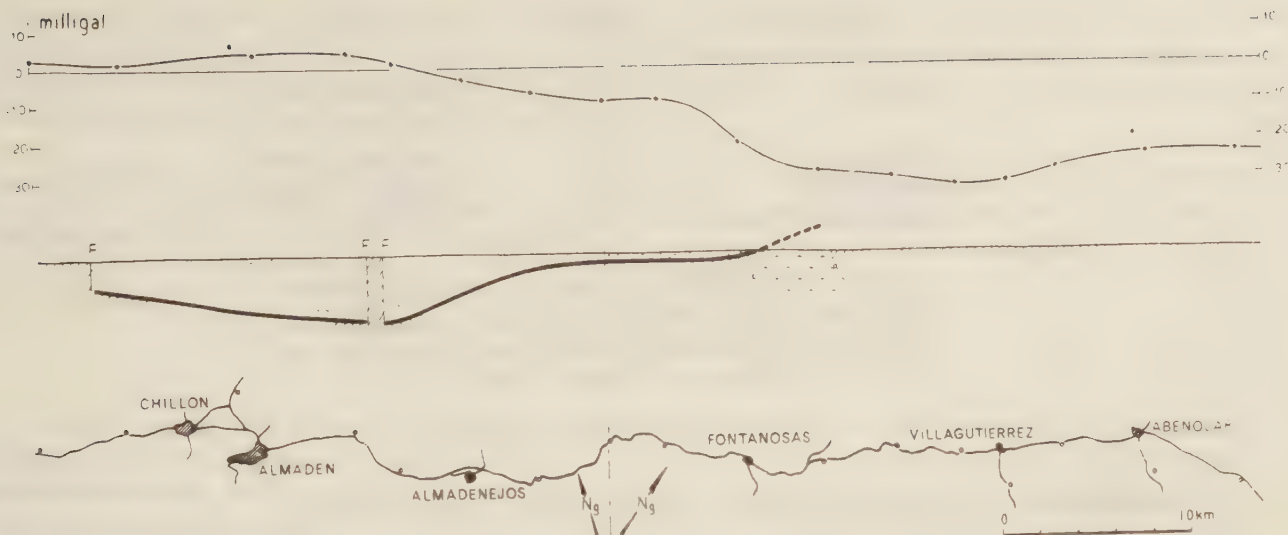


Figure 40 - Profil gravimétrique Ouest Est passant par Almadén. Mêmes figurés que ceux de la figure 39.

- l'anomalie positive d'Almadén recouvre approximativement le synclinal de Chillón, mais en déborde vers l'Ouest.
- l'anomalie négative d'Abenójar a un allongement selon une direction qui n'apparaît que rarement dans la région étudiée, mais se prolonge par un diverticule de l'anomalie de la Mancha, situé autour de Poblete. Cette direction d'environ N 65 à 70° E échappe à l'instant à toute explication, mais correspond à l'une des deux directions primordiales d'A. Otvacht et G. Tamain (1970). Le maximum d'anomalie (environ - 30 milligal) se trouve à l'Ouest, dans le triangle formé par le village de Navacerrada, les mines de Villagutierrez et le PK 35 à l'Est de Fontanosas et recouvre donc en partie le stock de granodiorite de ce dernier village. La forme de l'isomale - 20 milligal résulte de la superposition de deux structures. Le croissant qui en constitue la partie orientale reproduit approximativement la forme de l'anticlinal de Tirteafuera, mais non les contours exacts tels qu'ils apparaissent dans E. Bouyx (1969). Son prolongement vers l'Ouest, autour du minimum déjà mentionné, s'appuie sur le stock de Fontanosas. L'isomale de - 10 qui entoure Abenójar, suit assez fidèlement la limite septentrionale entre l'Anté-Ordovicien du Valle de Alcudia et le Quartzite armoricain, puis prend une direction NW voisine des grands décrochements régionaux pour recouper la partie orientale du synclinal de Chillón et épouse ensuite avec une certaine nonchalance la courbe de l'anticlinal de l'Esteras.
- l'anticlinal de l'Alcudia est délimité dans sa partie orientale par les isomales - 10 au Nord, comme nous venons de voir, mais aussi au Sud et constitue un "haut fond", qui se relève à l'Ouest et à l'Est. là où sa largeur diminue. Les valeurs les moins anormales se retrouvent en effet au niveau d'Almadén et au SE de Mesanza.
- l'anomalie de la Mancha, qui semble dépasser les - 25 milligal, suit approximativement la limite ouest du bassin sédimentaire Miocène.
- au SW de l'anomalie d'Almadén, on note enfin deux zones "légères" à l'intérieur de l'anomalie négative, alignées avec la première. Le nombre réduit des mesures empêche de les prendre en considération, d'autant que celle située la plus au SW correspond à un synclinal de Schistes à Calymene pincés dans les Quartzites armoricains.

Dans le tableau 20 ont été rassemblées les densités des principales roches de la région.

Type de roche	Densité	Origine
Dolérite	2,80	Sondage intérieur de la mine
Granodiorite	2,66	Fontanosas : mesuré
Granodiorite	2,70	Fontanosas : calculé
Schistes de l'Alcudia	2,68	8 échantillons

Tableau 20 - Densité des principales roches de la région.
La densité de la granodiorite de Fontanosas a été calculée
à partir de sa composition minéralogique en prenant pour
la biotite une densité arbitraire de 3.

d - L'ANOMALIE RÉGIONALE

Elle représente les influences profondes et peut être obtenue de plusieurs manières :

- a - empiriquement, à partir de quelques profils gravimétriques, de préférence perpendiculaires entre eux, sur lesquels on construit les droites passant au mieux par le profil. On fait ensuite passer un plan par les droites.
- b - à partir de cartes à petite échelle de l'anomalie de Bouguer (carte de A. Born, 1925).
- c - par calcul, en cherchant par un polynôme d'approximation, à trouver une surface aussi simple que possible, telle que les écarts entre les anomalies de Bouguer et celles données par cette surface soient les plus petits possibles.

Les programmes de cartographie automatique par polynômes d'approximation, élaborés par J. L. Mallet (1971) ont pu être utilisés (*). Le tableau 21 donne le résultat de quelques essais. La variance expliquée mesure

N° des Cartes	Polynôme		VE et type des cartes		
	N	SIL	d°	REGI	RESI
A 1	3	2	1	57,7 %	
A 2	28	2	6		80,5 %
A 3	4	1	1	53,8 %	
A 4	49	1	6		86,7 %
A 5	6	1	2	67,8 %	
A 6	49	1	6		80,9 %
A 7	9	2	3	68,1 %	
A 8	28	2	6		71,1 %
A 9	55	2	9	95,6 %	

Tableau 21 - Liste des cartes gravimétriques construites.

N : nombre de termes du polynôme ("longueur de la base");
d° : degré du terme le plus élevé (x et y ont les mêmes degrés);

SIL : 1 : silhouette carrée - 2 : silhouette triangulaire;

VE : variance expliquée ; REGI : carte de l'anomalie régionale;

RESI : carte de l'anomalie résiduelle.

(*) Les calculs ont été menés d'abord sur un ordinateur IBM 1130 et ensuite sur un CII 10 070.

la justesse de l'approximation : elle représente la part de la variance moyenne qui peut s'exprimer par le polynôme correspondant. Pour alléger cette présentation, nous ne donnons ici qu'une représentation de l'anomalie régionale (fig. 43) et de l'anomalie résiduelle qui en découle (fig. 44). La paire présentée correspond à l'anomalie résiduelle ayant la variance expliquée la plus élevée.

Les procédés a et b ne permettent guère que d'obtenir des anomalies régionales représentées par des plans, le troisième, c, donne aussi des surfaces plus complexes. A titre de comparaison, voici les directions et pendages obtenus, dans le cas d'un plan, par ces trois procédés :

- a : direction : N 50 E - pente : - 1 milligal / 4,3 km
- b : direction : N 10 E - pente : - 1 milligal / 4,5 km
- c : direction : N 50 E - pente : - 1 milligal / 4,1 km

L'accord sur la pente est bon et la carte de A. Born (1925) indique un rebroussement des isogammes dans la zone d'Almadén. La divergence sur les directions de la pente n'est donc pas significative et nous retiendrons les valeurs obtenues par calcul (procédé c). La carte A9 du tableau 21 tracée avec un polynôme de degré élevé, est donc en fait la carte des anomalies brutes. Elle correspond assez bien, sauf sur les bords, avec la carte de la figure 41 tracée par interpolation.

e - L'ANOMALIE RÉSIDUELLE

Elle correspond à la partie de l'anomalie corrigée qui n'est pas exprimée par la variance expliquée. Sa représentation graphique (fig. 44) a été obtenue par cartographie automatique avec un polynôme d'approximation de degré plus élevé. On remarquera tout d'abord que les variations de l'anomalie résiduelle sont nettement inférieures à celles de l'anomalie régionale, ce qui se vérifie en général.

Sur la figure 44, plus simple que la figure 41, apparaissent mieux les structures principales : - anomalie positive d'Almadén ; - anomalie négative d'Abenójar ; - le "Valle de Alcudia" marqué par une zone allongée, à valeurs plus élevées que les zones situées au NE et au SW.

f - LE LAPLACIEN DE L'ANOMALIE DE BOUGUER

La carte de l'opposé du Laplacien (fig. 42) se montre peu exploitable, car, en plus des anomalies dégagées précédemment, en apparaissent d'autres. La raison en est que cette technique s'applique difficilement au cas étudié, par suite de la distribution des stations sur des itinéraires. La surface représentant la valeur de l'anomalie devient une approximation quand on s'approche du milieu des mailles dessinées par le réseau routier. A chaque dérivation, la précision diminue et, dans ces conditions, le laplacien, qui est une dérivée seconde, ne signifie plus grand chose (Mallet, 1971).

g - L'APPORT DE LA GRAVIMÉTRIE

Pour incomplètes que soient les données de départ, en attendant les mesures des deux provinces limitrophes, quelques faits peuvent être interprétés :

- l'anomalie positive d'Almadén recouvre assez bien le synclinal de Chillón. On se rappellera que les effusions volcaniques basiques sont concentrées d'après les données de terrain, dans le Silurien et le Dévonien de cette structure et qu'en dehors de celle-ci, elles sont rares.

L'étroitesse relative de la structure (4 km au niveau de la courbe + 5 milligals de la figure 44) montre que la cause de l'anomalie est peu profonde et qu'elle ne saurait traduire des phénomènes au niveau de l'écorce. Un rapide calcul permet de montrer l'ordre de grandeur de la perturbation introduite par la présence de roches volcaniques.

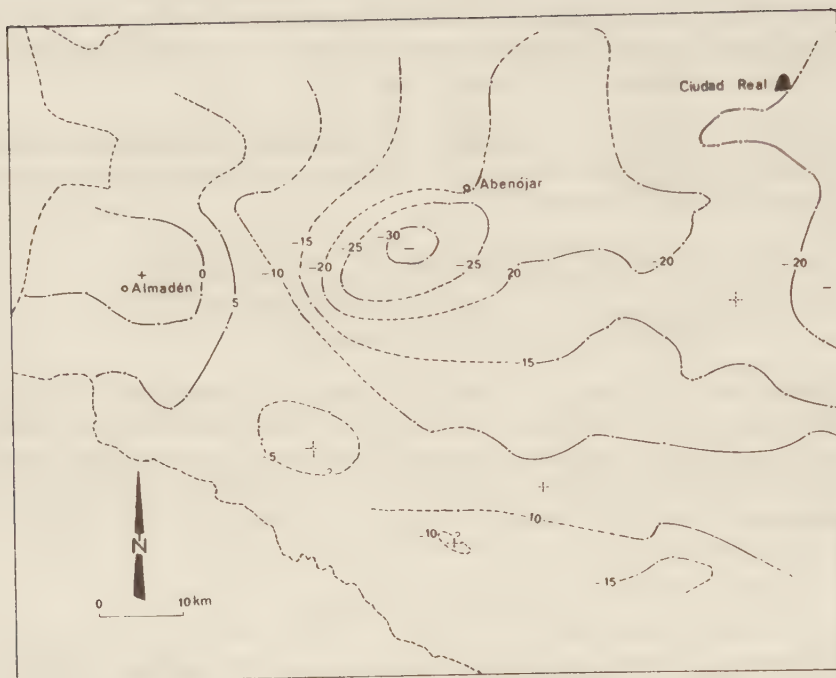


Figure 41 - Carte isogamme (anomalies de Bouguer).

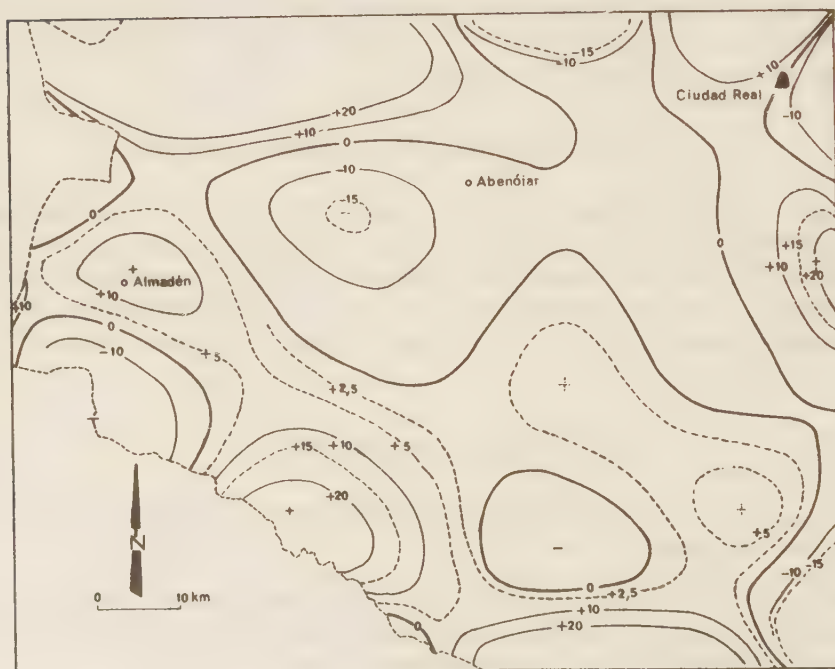


Figure 42 - Carte de l'opposé du laplacien de l'anomalie de Bouguer.

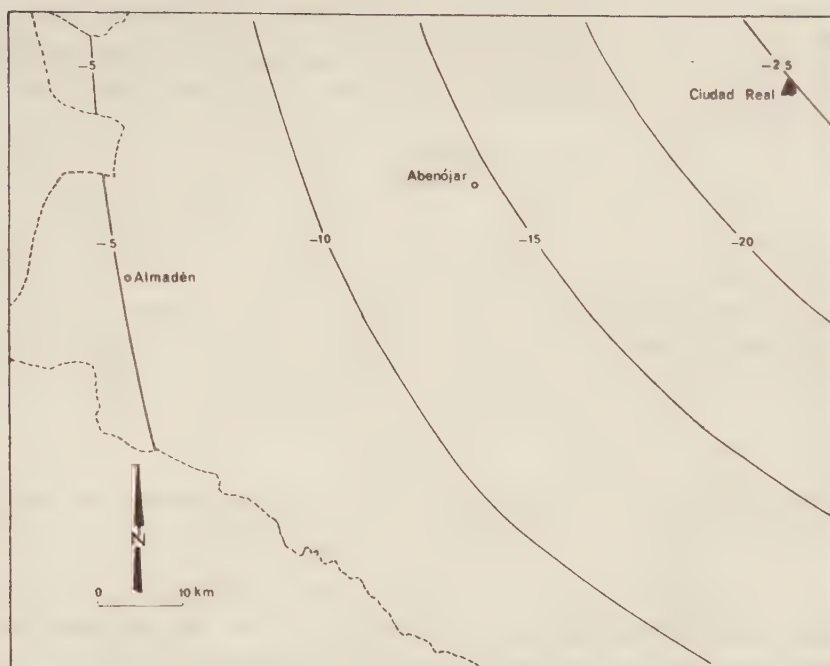


Figure 43 - Carte de l'anomalie régionale A3.

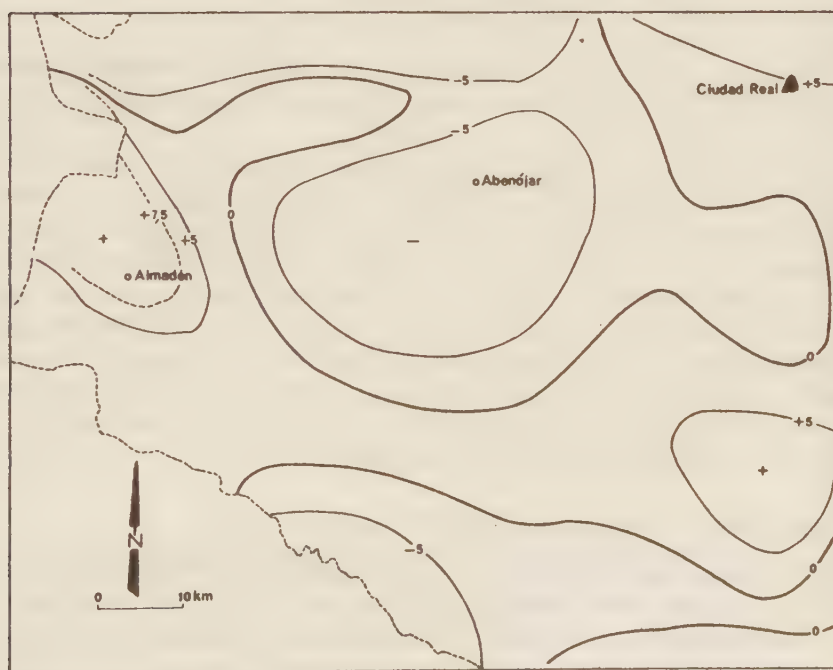


Figure 44 - Carte de l'anomalie résiduelle A4.

Le contraste de densité peut être estimé à 0,30 entre les roches volcaniques (2,80) et les sédiments environnants du Paléozoïque et le contraste de gravité est de l'ordre de 10 milligals. Si l'on admet que les roches volcaniques sont concentrées dans un cylindre horizontal, qui est une des formes simples pour lesquelles existent des formules, la valeur du contraste de gravité à l'aplomb de l'axe du cylindre est donnée par la relation suivante :

$$\Delta g = 4,2 \Delta \sigma R^2 / z$$

dans laquelle :

Δg contraste de gravité en 0,01 milligal ($\Delta g = 10^3$)
 $\Delta \sigma$ contraste de densité (0,30)
 R rayon du cylindre en mètre
 z profondeur de l'axe du cylindre en mètre.

Avec les chiffres ci-dessus, on obtient : $z = 1260$ m.

Les ordres de grandeur sont respectés, compte-tenu de la grande approximation de forme à laquelle nous avons été obligés :

- l'anomalie négative située au NE de Fontanosas correspond en partie au stock de Fontanosas, bien que le minimum soit situé à une dizaine de kilomètres plus au NE de celui-ci. En fait, de petits pointements acides sont connus dans le périmètre de l'anomalie, ce qui permet de supposer l'existence d'un batholite profond, dont on ne voit que des apophyses.

En revanche le calcul ne permet pas, compte-tenu du faible contraste de densité entre le granite et les roches encaissantes et de la largeur de l'anomalie, de trouver un modèle géologiquement acceptable qui se traduise par le contraste de gravité observé. Ce problème subsiste donc.

- l'anomalie lourde du Valle de l'Alcudia est plus difficile à expliquer, sauf peut-être par l'absence du Quartzite armoricain, qui est plus léger et entraînerait un déficit partout où il existe en profondeur.

Une question plus fondamentale se pose pourtant à propos de l'anomalie de Fontanosas : on constate, rappelons le, une certaine concordance entre la granodiorite et l'anomalie négative, observation faite par de nombreux autres chercheurs. Il en est ainsi à propos du prolongement des granites du Massif Armoricain sous les sédiments du Bassin Parisien. L'explication couramment avancée à ce sujet, basée sur la plus grande légèreté des granites par rapport aux terrains environnants (Goguel, 1963) peut surprendre. Une liste des densités de roches (Daly, Manger et Clark, in Clark, 1966) montre que les granites ($d \sim 2,67$) et les granodiorites ($d \sim 2,71$) sont plus lourds que les roches sédimentaires (d compris entre 2,40 et 2,60). Le tableau 20 le confirme pour le cas présent. Il faudrait alors admettre que les granitoïdes se soient mis en place dans des zones particulièrement légères, ou encore que la formation des granitoïdes, plus denses que les roches sédimentaires, ait entraîné, par compensation isostatique, un abaissement de la surface du Sima.

On peut également tirer deux conclusions d'ordre plus général :

- les cartes d'anomalie régionale, surtout celles qui sont particulièrement simples, tel un plan indiquent l'existence d'un minimum de l'anomalie dans la direction NE. Elle correspond approximativement à l'anomalie négative située autour de Madrid d'après A. Born (1925), en direction et en valeur ;

- le rôle du Paléozoïque est plus important dans la Péninsule ibérique qu'en Bretagne (Graindor, 1967). Pour s'en assurer, il suffit de voir les profils gravimétriques des figures 39 et 40. Est-ce que le contraste de densité serait plus fort qu'en Bretagne ? Si la carte de A. Born (1925) s'est révélée décevante, quant aux structures profondes, comme il a déjà été dit, il en va de même pour les cartes que j'ai obtenues pour le secteur d'Almadén.

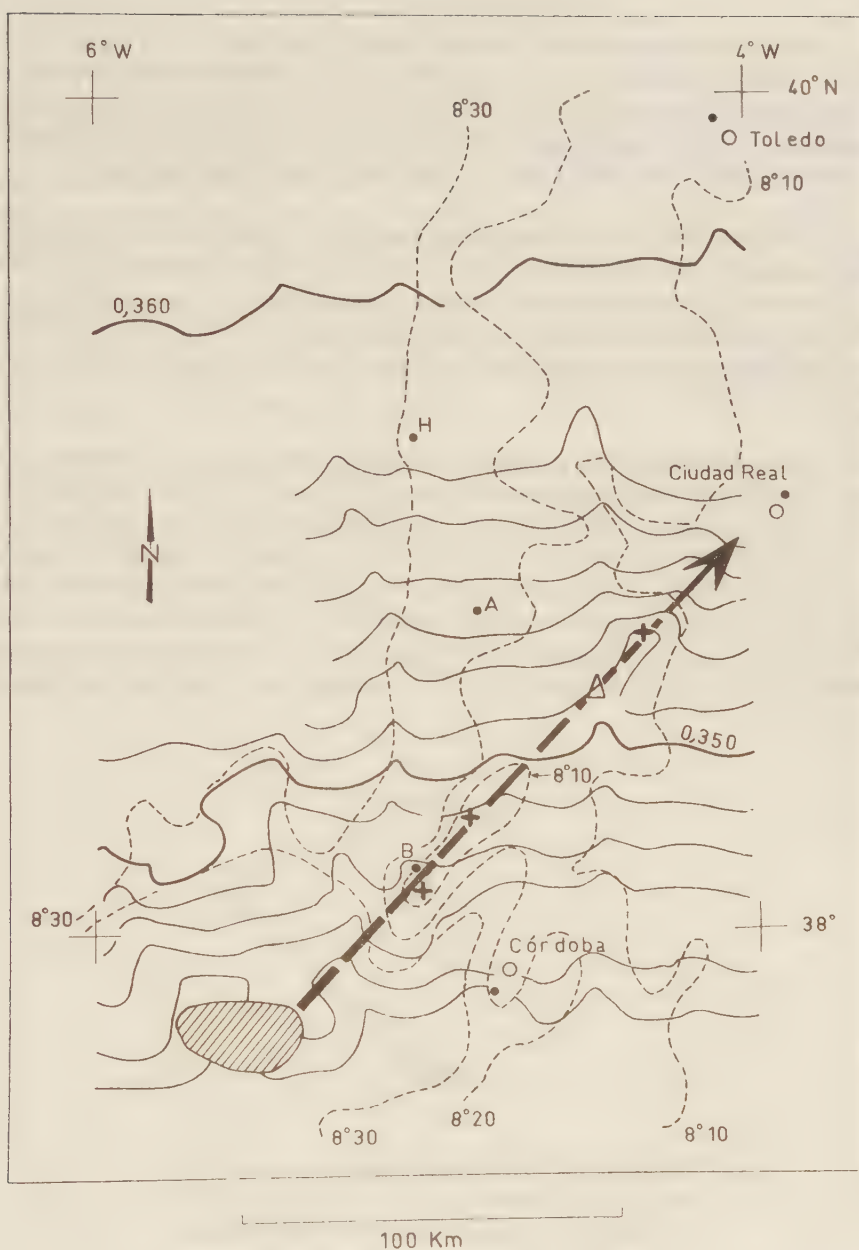


Figure 45 - Carte des anomalies magnétiques au SW de Ciudad Real.

Trait plein - isodynamiques verticales ; tireté - isogones ;
ronds - villes repères ; points - quelques stations de mesures repères
(H - Herrera del Duque, A - Almadén, B - Belmez) ; croix-stations
de mesures jalonnant l'axe anormal, du SW au NE : Cabril, Cuzna et
Viñuela ; triangle - emplacement du volcan de La Bienvenida ;
flèche en tireté - axe de l'anomalie ; zone hachurée - zone anormale
signalée sur la carte de V. Peña Gerómini, (1963) entre Lora del Río
et Constantina (Séville).

3 - RÉPARTITION DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE

La répartition du champ magnétique terrestre dans la Péninsule ibérique a fait l'objet de plusieurs travaux : J. Ruiz Lopez (1957), M. Amorin Ferreira (1960) et en particulier la représentation synthétique par V. Peña Geromini (1963) sur trois cartes à l'échelle de 1 : 2 500 000. Par suite de la faible densité des stations (1 pour 250 km² environ), la discussion ne peut guère quitter le plan général. La valeur de ces documents est encore diminuée, du fait que les mesures ont été faites au sol, ce qui exagère les influences locales.

L'examen des cartes d'isodynamiques, horizontales et verticales, montre que leurs points d'inflexion sont disposés sur des lignes sinueuses dirigées approximativement Nord-Sud, mais différentes pour les deux cartes. L'isodynamique verticale de 0,351 montre aux environs de La Viñuela (fig. 45) une inflexion qui se place dans le prolongement d'une anomalie isogone s'allongeant entre les stations de Cabril et Cuzna et d'une anomalie plus importante, située au Nord de Lora del Rio (correspondant à des gisements de fer). Au total, ces anomalies se succèdent sur une longueur de 150 km.

Cet alignement ne se traduit pas dans la tectonique et la géomorphologie. En revanche, il passe par le volcan de La Bienvenida, situé dans le Valle de Alcudia à 15 km au SW de La Viñuela. La distance qui sépare ce volcan des centres d'émission les plus proches du Campo de Calatrava, soit 25 km, souligne encore mieux cet alignement. Il est à noter enfin que la zone volcanique du Campo se situe elle aussi sur cet axe anomal, mais l'absence de carte géologique précise, empêche de voir la distribution des centres d'émission individuels. La présence de volcanisme basique sur ce linéament semble indiquer qu'il s'agit d'un accident profond, dont les anomalies magnétiques sont sans doute dues à des roches basiques qui ne sont pas arrivées jusqu'au jour. Là aussi, on ne peut que constater que la direction anormale, N 45° E, coïncide avec l'une des directions d'A. Ovtracht et G. Tamain (1970) (fig. 46).

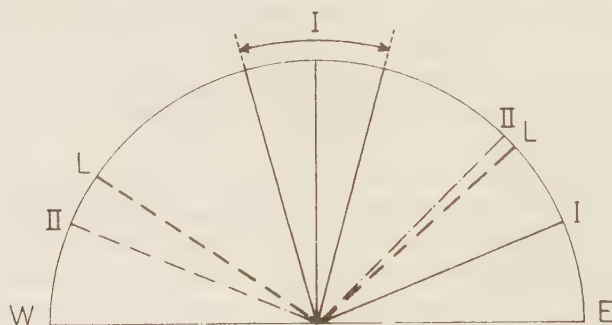


Figure 46 - Directions tectoniques principales dans la Sierra Morena. I - "couple primordial" ; II - couple contrôlant les structures hercyniennes d'après A. Ovtracht et G. Tamain (1970). L - linéaments pour D. Robert (1968).

4 - CONCLUSION

L'apport de la géophysique pour la connaissance de la structure profonde s'est révélé décevant, sans doute à cause de l'insuffisance des données. La gravimétrie a cependant souligné la concentration dans le synclinal de Chillón du volcanisme paléozoïque. Le magnétisme a montré l'absence à Almadén d'une cassure profonde, comme celle qui a donné lieu au volcanisme plio-quaternaire du Campo de Calatrava.

D — CONCLUSIONS

L'importance très localisée du volcanisme basique d'Almadén permettait de soupçonner l'existence d'un accident très profond, favorisant la montée des laves. Cependant la géophysique n'a pas pu le préciser par suite sans doute d'une densité encore insuffisante des mesures. Le "Seuil du Guadiana" et l'anomalie négative d'Abe-nójar semblent indiquer une épaisseur plus grande de la zone de transition (L'Anté-Ordovicien ?) dans toute la région. Il y aurait là une explication à la faible intensité du métamorphisme.

Parmi toutes les phases connues avant le Mésozoïque, peu ont été reconnues dans le secteur d'Almadén. Les orogénèses antérieures à l'Ordovicien restent indéterminées et seuls les mouvements calédoniens et hercyniens sont bien attestés. Uniquement ces derniers constituent une véritable orogénèse accompagnée de plutonisme, bien que le métamorphisme régional en reste pratiquement absent.

Trois mouvements tectoniques hercyniens ont abouti à l'actuelle structure. Ils se sont produits entre le Viséen et le Stéphanien B et traduisent une "tectonique de recouvrement" qui s'est déroulée à la limite des niveaux structuraux moyen et supérieur.

Chapitre IV

SYNTHÈSE : L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'ALMADÉN

En fait de sagesse, il faut se réserver le droit
de rire le lendemain des idées de la veille.
(N. Bonaparte)

Bien que séparés dans les précédents chapitres, pour la facilité de l'exposé, la sédimentation, l'activité ignée et les processus tectoniques se sont mutuellement influencés au cours de l'histoire géologique. La reconstitution de cette interaction va être tentée dans le présent chapitre.

Les formations sédimentaires d'Almadén sont constituées de deux unités distinctes nettement séparées par la transgression sarde. L'histoire détaillée de l'unité inférieure, anté-ordovicienne, est difficile à établir par suite de la monotonie lithologique persistant à travers toute la série (de 6 à 7000 m) et de l'oblitération tectonique ultérieure. Il résulte des travaux de E. Bouyx (1969) qu'elle a comporté au moins deux épisodes distincts, séparés par la discordance du Mo. Caído. Toute cette série est faiblement métamorphisée (épimétamorphique ?) et le socle n'affleure qu'à grande distance : migmatites de Tolède ou "ollo de sapo" de la région d'Azuaga. Cette unité inférieure, constituée de schistes, grès et grauweekes a été plissée, une ou plusieurs fois (*), exondée, puis soumise à une érosion intense, aboutissant à une pénéplaine.

La phase sarde n'a sans doute été qu'épirogénique dans le Sud de la Meseta : on ne lui connaît pas de plissements certains, ni de magmatisme ou de métamorphisme. Elle est cependant responsable de la transgression du Quartzite armoricain ouvrant le deuxième cycle sédimentaire, purement détritique comme le premier, qui s'étendra de l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère inférieur compris. L'unité supérieure, la seule étudiée plus en détail, est d'une compréhension plus facile : la lithologie offre des guides, la paléontologie permet un assez bon calage et la tectonique, bien que polyphasée, est le résultat d'une seule orogénèse. Du point de vue lithologique, cette série est essentiellement détritique : la sédimentation oscille entre les grossiers et les fines, avec une périorodité très variable, traduisant ainsi les mouvements de l'arrière pays fournisseur, dont la position reste d'ailleurs à déterminer avec précision (**).

Les Quartzites armoricains sont le résultat d'une altération météorique intense et prolongée, suivie de transport et d'un dépôt en milieu agité. L'interaction de ces phénomènes change progressivement, comme l'indique le passage continu aux "schistes à Calymene", bien que la cause exacte en échappe (approfondissement de

(*) Comme ces plissements n'ont pas été accompagnés de phénomènes ignés, il n'a pas été possible jusqu'à présent de les rattacher à des phases classiques. En particulier, on ne sait pas encore si la phase sarde a été accompagnée ou non de plissements.

(**) A l'Arenig, on peut admettre que sa position relative était plus à l'Ouest, puisque le Quartzite armoricain devient conglomératique dans cette direction.

la mer, éloignement des côtes, changement climatique ou reprise de l'érosion ?). Désormais, les alternances vont être plus rapides, mais il y aura encore trois épisodes gréseux importants, correspondant à des "blanket-sands" transformés en quartzites (au Llandeilo-Caradoc, au Llandovery et au Siegenien). La genèse de ces formations est sujette à controverse, principalement à cause de leur extension latérale. Une mer épicontinentale, dont le rivage se déplacerait lentement, et toujours dans le même sens, semble pouvoir donner naissance à ces quartzites : une agitation constante éliminerait les fines et l'effet de la pente serait de faciliter le déplacement lent du sable vers le large.

L'épisode du Llandovery revêt une importance particulière, par suite de sa minéralisation en mercure. La paléogéographie locale de ce niveau de quartzite a été assez bien élucidée par une carte isopache, qui a montré que la minéralisation se rencontrait dans les parties puissantes. Cette formation plus grossière est sans doute la conséquence de mouvements épirogéniques taconiques, comme permet de le penser le changement instantané des conditions de sédimentation à sa base. La mer à Graptolithes qui lui fait suite, n'est pas nécessairement la conséquence d'une fusion générale des glaces. En effet, il est de plus en plus admis que les Graptolithes ont pu se déposer en eau peu profonde et que la transgression a été lente, embrassant plusieurs zones à Graptolithes. Ce dernier argument reste tout de même à examiner en fonction de la durée absolue des zones d'Elles et Wood et de leur synchronisme à l'échelle du continent. Rien ne permet a priori de rejeter l'idée d'une évolution plus rapide des espèces sous l'effet de facteurs extérieurs (les changements climatiques par exemple), ni celle d'un diachronisme, parce que la propagation de nouvelles espèces se ferait progressivement.

Cette sédimentation se continuera jusqu'au Carbonifère inférieur, mais dans les termes supérieurs de celui-ci, la variabilité latérale se fera plus grande, montrant que les bassins ont des dimensions de plus en plus réduites, ce qui traduit une tendance générale à l'émersion. Les calcaires sont absents de presque toute la série : ils manquent dans l'Anté-Ordovicien (où l'on connaît cependant des calcaires vers le sommet de celui-ci) et dans le Silurien. L'Ordovicien comporte un épisode carbonaté de quelques mètres à l'Ashgill, caractérisé par une grande variabilité latérale (en puissance, comme en lithologie). Ce n'est qu'au Dévonien que les bancs calcaires deviennent plus fréquents, sans que leur puissance, même cumulée, atteigne beaucoup d'importance. Une interruption de cette sédimentation est connue : c'est la lacune du Dévonien moyen décrite par H. Puschmann, dont l'ampleur varie latéralement.

Si l'on compare cette série à l'ensemble de la Péninsule ibérique, voire aux régions limitrophes, on est frappé par la constance des faciès et la continuité latérale de certains niveaux, au moins dans l'Ordovicien et le Silurien (*). L'ensemble de cette série possède des caractères réducteurs : couleur noire, pyrite abondante et présence constante de matière organique.

Les roches ignées se manifestent surtout par les pôles extrêmes, acides et basiques, sans qu'apparaissent des termes intermédiaires. Les effusions et extrusions de roches basiques se sont produites à trois reprises (Llandeilo, Llandovery-Wenlock, Dévonien moyen) dans la région d'Almadén, en donnant chaque fois des produits similaires. Bien d'autres époques de volcanisme sont cependant connues dans le Paléozoïque de la Péninsule ibérique. La différenciation magmatique classique, sans intervention des fluides a été faible et a donné des dolérites et des basaltes, dont les relations mutuelles ne sont pas entièrement élucidées. En revanche, les phénomènes deutériques généralisés qui ont atteint ces roches, se sont révélés un sujet d'étude, passionnant par leur intensité et leur extension dans le temps, et particulièrement bien saisissable à cause de la faiblesse du métamorphisme régional et de l'absence presque complète de carbonates dans la série stratigraphique. Ils consistent tout d'abord en une véritable différenciation, des basaltes en particulier, donnant des termes enrichis, soit en albite, soit en chlorite, soit en carbonates. Les deux différenciations se sont enchaînées, et la deuxième s'est produite en profondeur, ou en cours de montée, en tout cas avant la mise en place, comme semble l'indiquer l'homogénéité des coulées. En cours de refroidissement s'est produite une altération deutérique, tendant au remplacement de la paragenèse précoce de haute température par une autre de basse température, identique à celle formée par cris-

(*) Il n'est pas question de nier des variations latérales, comme celles du Quartzite armoricain, ni des disparitions latérales, comme celle du quartzite inférieur de La Carolina.

tallisation directe et analogue à celle des spilites. Les émissions correspondent vraisemblablement à des périodes de détente ; elles montrent la fragilité du socle et sa minceur. Le mécanisme a joué du Cambrien au Trias. L'importance des fluides s'est également traduite dans les explosions volcaniques, donnant des roches pyroclastiques, dont l'intérêt est de constituer un indicateur bathymétrique. Ces fluides peuvent être d'origine profonde, comagmatique, mais pourraient dériver des sédiments encaissants.

Au cours de l'orogénèse hercynienne (Westphalien inférieur ou moyen ?), cette série stratigraphique a subi deux plissements successifs. Ceux-ci ont été contrôlés étroitement par un système d'accidents du socle, parallèles à la direction N 70°W, et par la différence de comportement mécanique, opposant l'Anté-Ordovicien plus rigide au Paléozoïque plus souple. Le premier mouvement correspond à un jeu essentiellement vertical des clavaux découpés par les accidents du socle, auquel la couverture paléozoïque s'est adaptée de manière souple, en donnant des plis concentriques, droits et armoricanotypes. Au cours du deuxième mouvement, les accidents du socle ont coulé horizontalement. Les plis précédents ont alors été déformés globalement, donnant des culminations et des brachysynclinaux, ainsi que des formes courbes à axe vertical. Les quatre niveaux de quartzite ont subi des déformations de second ordre : plis-failles, redoublements et bombements. De grands décrochements verticaux ont enfin découpé cet ensemble et ont, localement, été accompagnés de plissottements et de chevauchements. Ces événements correspondent à une tectonique de recouvrement qui s'est déroulée à la limite des niveaux structuraux moyen et supérieur, avec une rigidité croissante du Paléozoïque.

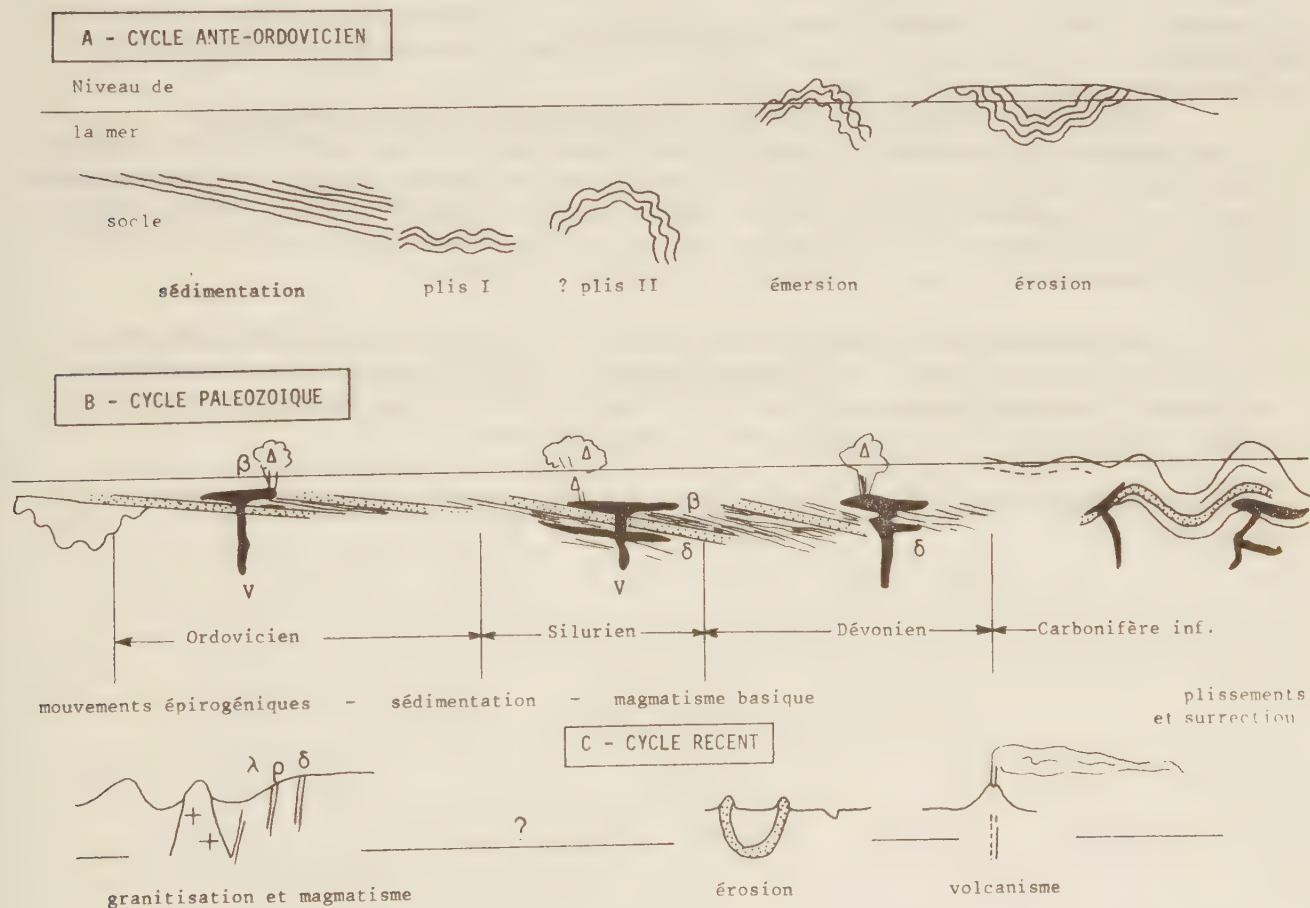


Figure 47 - Chronogramme de la région d'Almadén.

Les granodiorites sont parmi les dernières roches mises en place dans cet ensemble. Le batholite de Los Pedroches, sans doute tarditectonique, reproduit également la direction, peut-être ancienne, de N 70° W, et constitue toujours un problème à peine abordé dans le détail. Son histoire est complexe, comme semblent l'indiquer sa zonalité pétrographique et le cortège filonien qui le traverse ou l'accompagne en bordure. Ce batholite est entouré d'une ceinture de métamorphisme de contact.

Les stocks granodioritiques tarditectoniques de Fontanosas et Garlitos sont homogènes. Dans l'ensemble, leurs compositions chimiques et minéralogiques sont celles du faciès central (et banal) de Los Pedroches, mais elles en diffèrent localement par l'existence de cordiérite et d'hypersthène, qui indiquent des conditions de cristallisation particulières : température plus élevée et pression partielle d'eau plus faible. L'implantation des deux stocks paraît indépendante de la tectonique régionale, mais la droite qui les rejoint a une direction de N 75° W et passe par un affleurement isolé de schistes noduleux.

Le métamorphisme régional s'est avéré très faible et n'a pas dépassé l'anchizone.

Profitant principalement des grands décrochements, se sont enfin mises en place des roches très variées : rhyolites et microgranites, de composition voisine des granodiorites, dolérites, lamprophyres extrêmement altérés et enfin des roches hyperacides, très curieuses. Ces dernières prennent souvent un faciès pyroclastique et on constate là une convergence avec les laves basiques, convergence qui démontre à la fois richesse en fluides et faible profondeur de mise en place dans les deux cas. D'autre part, pour les rhyolites et microgranites de deux appareils intrusifs (Casa Blanca et El Borracho), une faible profondeur de la mise en place a été postulée prouvant que l'érosion avait été très vive, dès avant leur intrusion.

Les divergences des auteurs antérieurs quant à la position géotectonique du secteur étudié montre la complexité de la question. Rappelons tout d'abord que le secteur d'Almadén se place dans la zone "est-lusitano-alcudienne" de Lotze. Les caractères de la sédimentation et du magmatisme basique ont montré que le cadre n'était pas de type géosynclinal. Au contraire, il présente les caractères d'une plate-forme stable, ou plus exactement d'un craton océanique ("Tiefkraton" de Stille).

Avec l'orogénèse hercynienne s'achève la partie mouvementée de cette histoire. Les témoins de l'évolution de ce territoire au Mésozoïque et au Cénozoïque inférieur manquent. Au Miocène, il était vraisemblablement émergé. Les derniers événements enfin sont les nombreux cycles d'érosion qui viennent de se succéder et l'épisode éruptif de la limite Pliocène-Pleistocène du Campo de Calatrava.

Une reconstitution de cette histoire a été tentée dans la figure 47, inspirée des chronogrammes de L. Glangeaud.

... the greatest opportunity for increasing the economy in quicksilver production lies in giving more attention to the geology of the deposits ...

(C. N. Duschak and C. N. Schuette)

Deuxième partie

DESCRIPTION DES MINÉRALISATIONS MERCURIFÈRES D'ALMADÉN

Chapitre I

LA MINE D'ALMADÉN

Il n'est pas nécessaire d'espérer pour entreprendre,
ni de réussir pour persévérer.

(Guillaume le Taciturne)

L'échelle de raisonnement va désormais changer : au lieu de s'exprimer en kilomètre, ce sera en mètre. La démarche de la description ira, là encore, du plus facile au plus difficile, en commençant par l'environnement géologique, pour terminer par les questions relatives à la minéralisation. Conformément à un engagement vis-à-vis de "Minas de Almadén", aucun renseignement chiffré touchant les réserves ne sera donné. Le lecteur s'y intéressant, pourra trouver des indications dans des revues spécialisées ("Mining World" entre autres) ou les "Estadísticas Mineras". Les plans géologiques de la mine d'Almadén donnés hors-texte, ne comportent pas, pour la même raison, des indications de teneurs. Les limites de l'exploitation se reconnaissent cependant bien, grâce aux galeries bétonnées.

A – L'ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE LOCAL

La situation géologique au jour a été représentée par la figure 48. La cartographie des environs immédiats de la mine reste succincte, car les affleurements sont cachés par les déblais ou les constructions du village. Dans la suite ne seront rapportées que des observations réalisées au fond.

1 STRATIGRAPHIE LES ROCHES SÉDIMENTAIRES

a - LA COUPE-TYPE DÉDUITE DE QUELQUES PROFILS

Seuls des profils partiels ont pu être levés : les travers-bancs allant du mur au toit du gisement, sans être murillés sur une partie du trajet ou ne traversant pas des failles, sont rares dans les niveaux en exploitation. Par ailleurs, l'accès au dix-neuvième niveau, en préparation au moment des levers (1969), n'avait pas pu être autorisé. Or, en raison de la méthode de soutènement, par voûte bétonnée, utilisée à Almadén, ce n'est qu'au moment de la préparation d'un niveau que des profils continus sont observables. Le profil synthétique ici présenté (fig. 49) a donc été obtenu à partir de levers fragmentaires, dont les plus caractéristiques sont donnés dans l'annexe II, et de la cartographie générale, figurée dans les planches I à V hors-texte. La description en sera donnée plus loin, complétée par les observations de laboratoire.

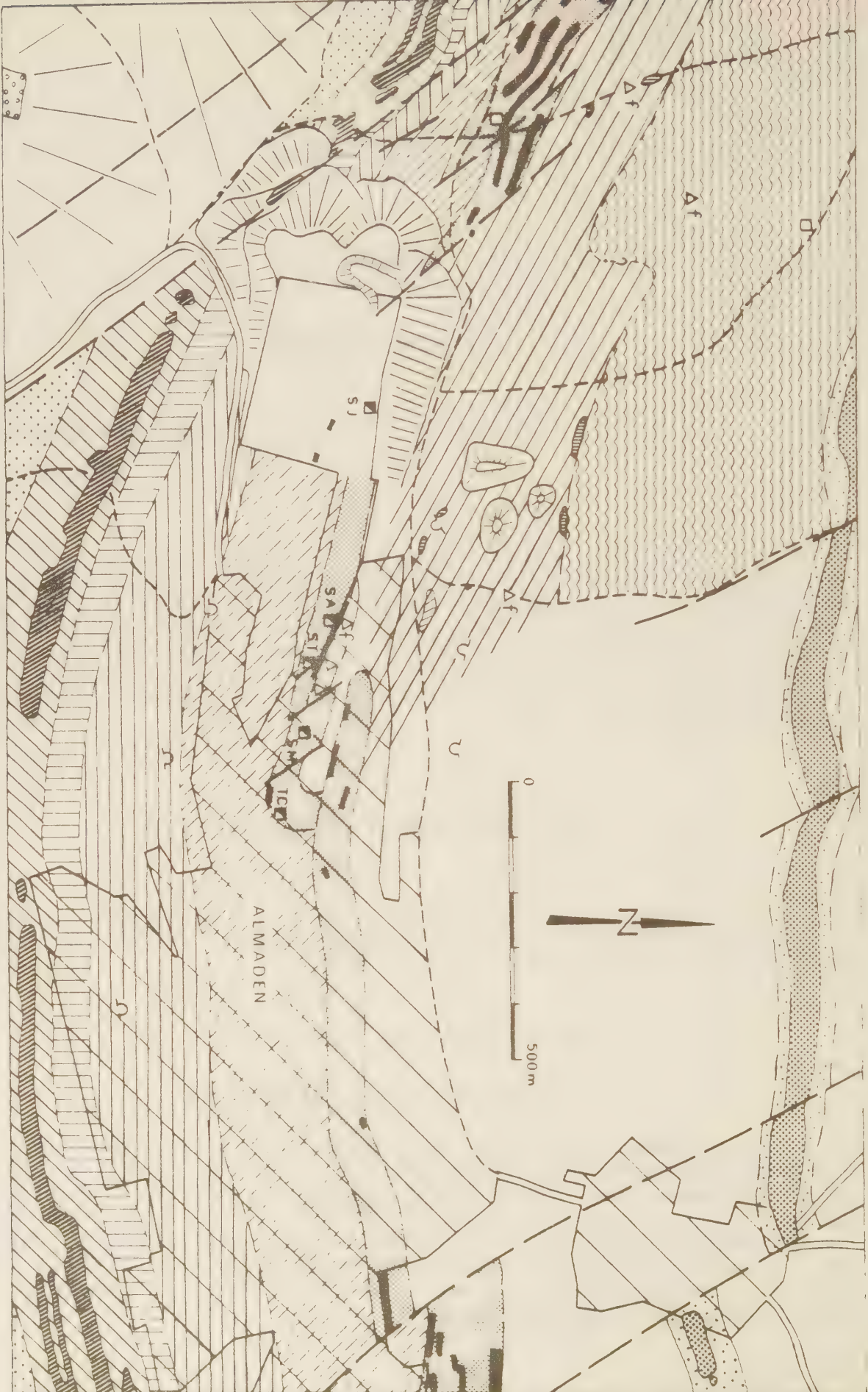


Figure 48 - Carte géologique des environs de la Mine d'Almadén. - Mêmes figurés que pour la figure 72 - Puits : S. Joaquín (SJ), S. Aquilino (SA), S. Teodoro (ST), S. Miguel (SM) et Torno de Castro (TC)

b - LA SÉDIMENTOLOGIE DES NIVEAUX MINERALISÉS

A /Figures de sédimentation

1 - Ripple-marks

Ce sont les figures les plus fréquentes, encore que le nombre d'observations n'atteigne pas la dizaine. Seules des rides à profil symétrique, donc d'oscillation, ont été notées. Les trois plongements mesurés varient peu autour de 30° E dans le plan de stratification. On les trouve souvent au mur de la zone S. Francisco.

2 - Nodules pyriteux

Dans le Quartzite supérieur, au-dessous de la zone S. Francisco, on rencontre quelquefois des nodules pyriteux ellipsoïdaux (fig. 50), plus ou moins faciles à détacher du quartzite encaissant. Leurs trois diamètres varient respectivement de 3 à 4, de 4 à 5, 5 et de 5 à 7 cm. Ils sont toujours aplatis parallèlement à la stratification. Une section parallèle à celle-ci montre une structure vaguement concentrique et des traînées obliques qui semblent un héritage sédimentaire (voir fig. 3 de Arnold, Maucher et Saupé, 1973).

Le trait le plus curieux de ces nodules est le parallélisme de leurs grands axes qui apparaît bien dans la figure 51. Il pourrait s'expliquer par une direction de moindre résistance (parallèle aux ripple-marks ?), selon laquelle la croissance aurait été plus aisée. La distribution des quartz, dans le plan de stratification est cependant aléatoire (*).

3 - Nodules dolomitiques

Cités pour mémoire ici, ils ont été décrits dans le chapitre II de la première partie (p. 54 et 55).

4 - Figures de pression

Dans la zone de transition des argilites du mur au Quartzite supérieur, on rencontre des boudins de charge ("load balls"), résultant de l'injection de parties sableuses dans des parties argileuses plus molles (des figures analogues ont été décrites par Schwarz, 1970).

5 - Stylolithes

Un contact stylolithique a été observé sur une diastème de quartzite, mais la contre-empreinte manque.

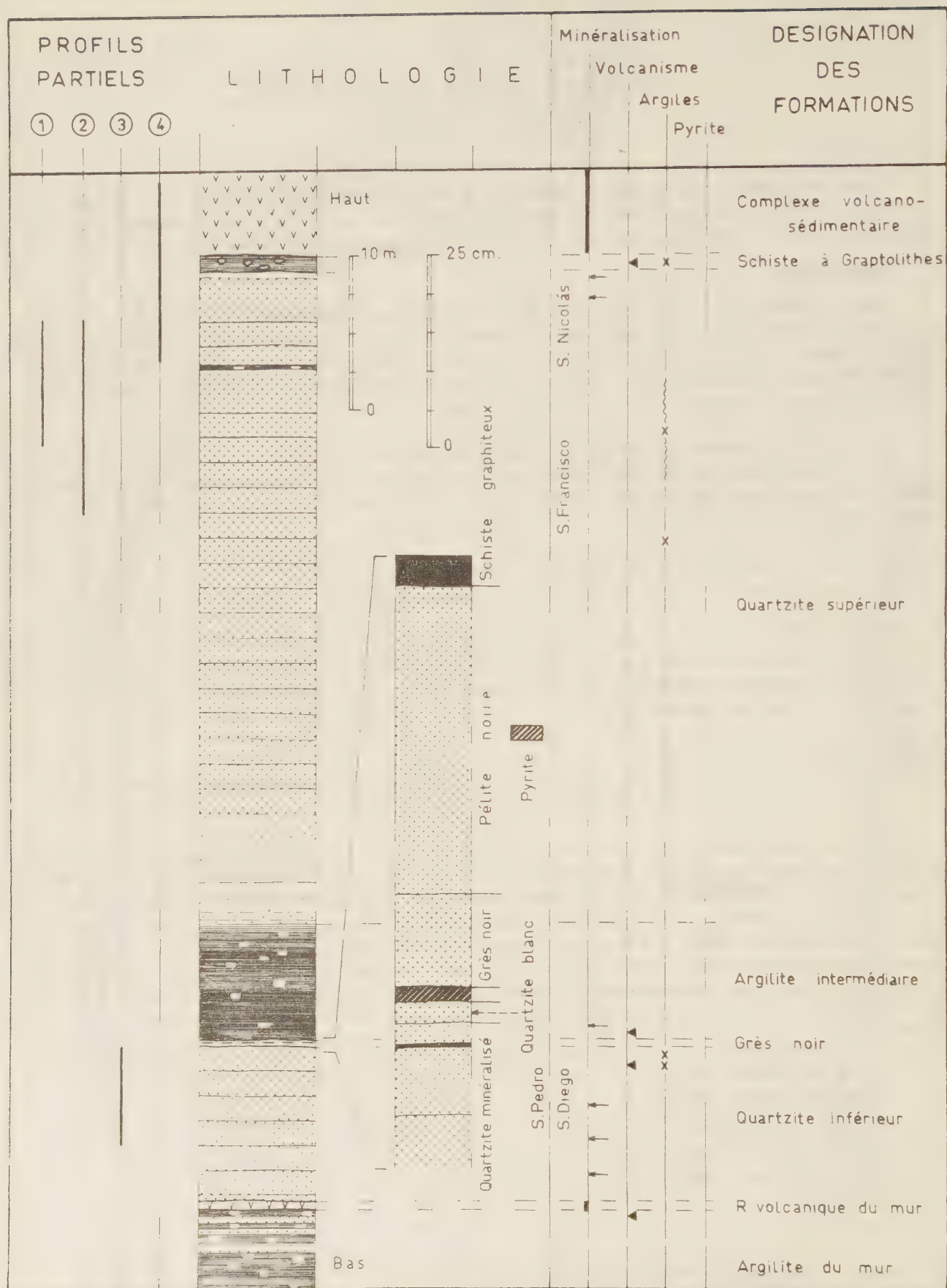
B /Les stratifications

Les stratifications majeures sont remarquablement planes et parallèles mais ne s'étendent pas en général au-delà de quelques mètres : les interlits schisteux disparaissent latéralement (fig. 52). Une seule forme lenticulaire, de 15 cm de puissance et d'une dizaine de mètres de long a été notée au dix-neuvième niveau. Les stratifications mineures ne s'observent pas dans tous les bancs : certains sont massifs, d'autres montrent un rubanement bien visible, surtout lorsque la roche est claire. Dans ce cas, la stratification interne est soulignée par des traînées sombres, formées par des lits enrichis en minéraux lourds. Des stratifications obliques ont été notées, mais sont rares. Ces observations, jointes à l'étude microscopique, montrent que les sables ayant donné le quartzite ont été longtemps remaniés. Corrélativement, peu de lits granoclassés ont été notés.

Le profil 3 décrit en annexe, particulièrement bien étudié, a été utilisé pour vérifier si la succession des épaisseurs de bancs suivait ou non une loi. Les puissances successives suivantes, exprimées en centimètre, ont été mesurées :

(mur) : 35 - 35 - 38 - 55 - 20 - 16 - 27 - 25 - 56 - 13 - 24 - 12
15 - 12 - 15 - 12 - 23 - 32 - 26 - 12 - 16 - 08 - 20 - 20
24 - 13 - 05 - 12 - 40 - toit (n = 27)

(*) Analyse au goniomètre de texture par F. Lhote (C. R. P. G. , 1970).



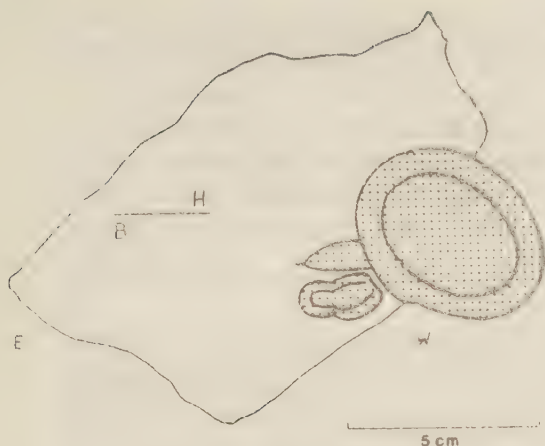


Figure 50 - Direction préférentielle de développement des nodules pyriteux. La face représentée de l'échantillon est verticale et regarde vers le Nord. Le nodule se développant selon un grand axe plongeant de 40° vers l'Ouest a bloqué la croissance des nodules ayant un grand axe voisin de l'horizontale.

Ces chiffres ont été soumis à un traitement statistique pour voir si leur succession traduisait une tendance dans la suite des apports, tendance qui aurait pu être cyclique ou linéaire. Le faible nombre de valeurs à traiter a tout d'abord fait préférer les méthodes classiques à l'analyse de l'autocorrélation. Ainsi deux tests, courants dans les études de séquences, ont été utilisés, ceux des :

- Suites supérieures et inférieures à la médiane, (runs above and below the median)
- Suites croissantes et décroissantes, (runs up and down).

Puis a été utilisée une méthode d'autocorrélation, dont le résultat amène tout naturellement à calculer une régression linéaire.

- Suites supérieures et inférieures à la médiane (Freund, 1958).

Les nombres sont placés dans l'ordre d'apparition (dans ce cas dans l'ordre de succession stratigraphique du mur au toit), et on calcule la médiane, égale ici à 21,5. Les nombres inférieurs à la médiane sont représentés par la lettre a, ceux qui sont supérieurs par la lettre b. On obtient ainsi la série suivante :

aaaa bb aaa b a bbb aaa bbbbb a bbb a.

Soit m = 14 valeurs inférieures à la médiane
n = 13 valeurs supérieures à la médiane
u = 11 suites (successions de la même lettre)

Des tables de valeurs critiques (table V dans J.E. Freund, 1958) nous donnent les valeurs limites de u en fonction de m et de n dans le cas d'une distribution aléatoire. Ainsi pour un seuil de confiance de 50%, et les valeurs pour m et n de notre exemple, u doit être compris dans l'intervalle compris 8-20, ce qui est vérifié. La succession des épaisseurs peut donc être considérée comme aléatoire.

- Suites croissantes et décroissantes (Hald, 1957, chapitre 13).

Les nombres doivent également être placés dans leur ordre d'apparition. Chaque paire de chiffres successifs de valeur croissante est figurée par le signe +, celle de valeur décroissante par le signe -. Si

Figure 49 - Profil stratigraphique synthétique de la mine d'Almadén et emplacement des profils partiels (complété d'après Saupé, 1971 b). De la gauche vers la droite, l'emplacement des profils partiels, le profil lithologique avec un détail, l'emplacement et le nom des niveaux minéralisés. Les suites ont été des intervalles minéralisés volcaniques et discontinues (flèches) ou continues (trait continu) au dipôle. Les résultats ont été les pyrites respectivement les argiles et les pyrites étudiées. Entre les dénominations des différents minéraux qui ont été

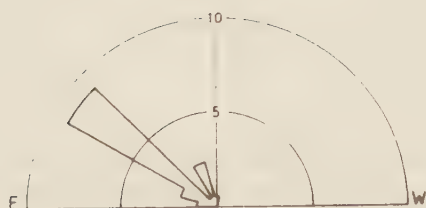


Figure 51 - Plongement des grands axes des nodules parallèlement à la stratification (N 70° W - verticale, projection du Nord vers le Sud). Subdivisions de 15° en 15°. Nombre d'observations reportées : 16.

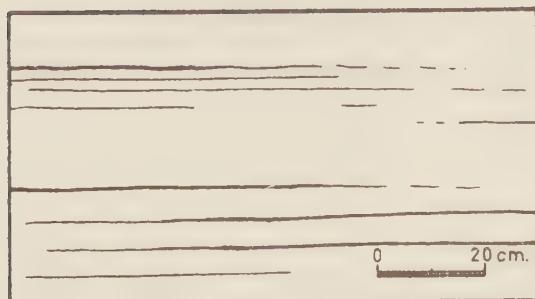


Figure 52 - Croquis schématique représentant la disparition latérale des interlits schisteux.

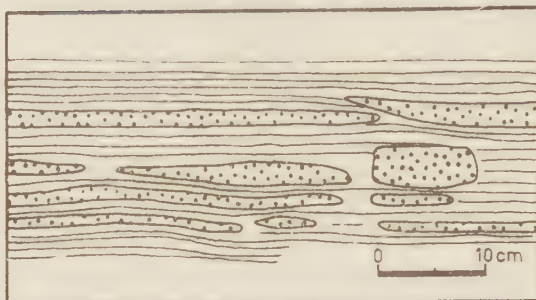


Figure 53 - Figures sédimentaires observées dans les argilites du mur, dans le travers-banc central du quatorzième niveau.

deux valeurs égales se suivent, l'une est négligée. On obtient ainsi la série suivante :

-- ++ - + - + - + - + -- ++ - + -- ++ --

à partir de laquelle on détermine les suites de même signe et de même longueur, reportées dans le tableau 22.

Des tables permettent de calculer, pour un nombre d'échantillons donné dans l'hypothèse d'une distribution aléatoire, le nombre de suites de longueur égale ou supérieure à un nombre donné ($N_k \geq i$). Par différence, on calcule le nombre de suites d'une longueur donnée. Ces chiffres ont été reportés dans le tableau 22. Dans les mêmes conditions, on peut calculer la variance théorique et l'écart-type, qui est ici voisin de 2. La différence entre les nombres de suites observées et calculées ($17 - 15,7 = 1,3$) est positive et petite, de plus, il n'y a pas de suites longues, de sorte que ce test permet également de con-

i longueur de la suite	Nombres de suites observées			Nombres calculés	
	Croissance	Décroissance	Ensemble	$N_k = i$	$N_k \geq 1$
1	5	5	10	10,1	15,7
2	3	4	7	4,2	5,6
3	-	-	-	1,1	1,4
≥ 4	-	-	-	0,3	0,3
	8	9	17	15,7	-

Tableau 22 - Comparaison des suites croissantes et décroissantes observées et calculées pour un seuil de confiance de 95 %.

clure à l'absence de tendance dans la succession des épaisseurs de bancs. Cependant pour les suites de longueur 2, le nombre observé est supérieur à celui prévisible, traduisant une tendance à un ordre plus grand.

Partant de cette remarque, j'ai fait une vérification supplémentaire, qui ne semble pas pratiquée en statistique, raison pour laquelle elle ne peut être exploitée numériquement. Si les valeurs observées sont distribuées aléatoirement autour de la moyenne, la somme des valeurs des intervalles croissants sera voisine de celle des intervalles décroissants (ici, il s'agit d'épaisseur de bancs). Or dans notre exemple, il n'en est rien :

- somme des intervalles croissants	123
- somme des intervalles décroissants	164

La différence est suffisamment grande pour confirmer, même dans l'impossibilité où nous sommes de donner des intervalles de confiance, une tendance à la décroissance qui se dégage dans la figure 54.

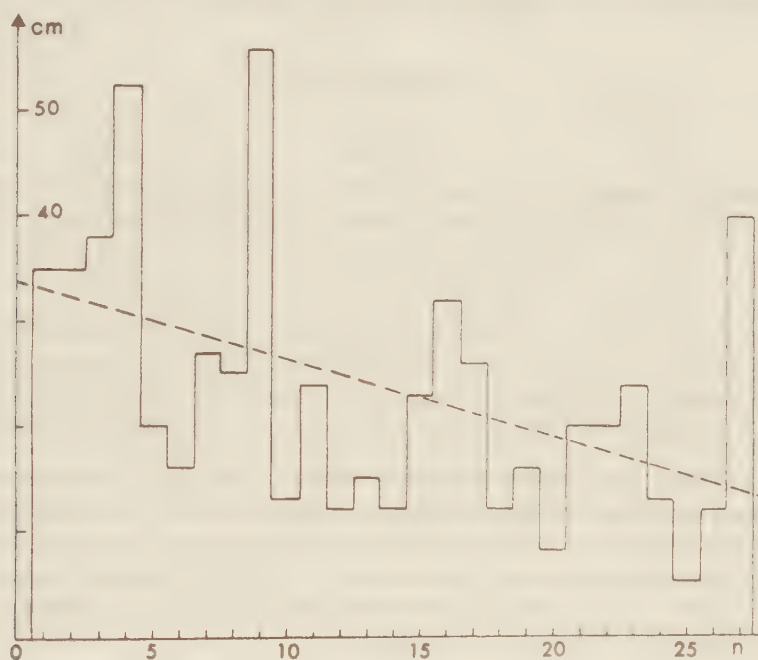


Figure 54 - Valeurs successives des épaisseurs de bancs du niveau inférieur de quartzite. Ligne de régression.

- Autocorrélation (Hald, 1957, chapitre 13).

On calcule la variance s^2 et on la compare à la moyenne des carrés des écarts successifs désignée par q^2 . Si l'ordre d'apparition des différentes valeurs est aléatoire, le rapport $r = q^2 / s^2$ est voisin de 1. En corollaire, les valeurs inférieures à 1 sont significatives d'une tendance. Une formule permet de calculer, à partir du nombre d'observations et du seuil de confiance retenu, l'intervalle de confiance, à l'intérieur duquel le rapport r démontre que la distribution est aléatoire.

Le calcul nous donne un rapport $r = 0,75$ alors qu'avec un seuil de 95 %, l'intervalle de confiance est compris entre 0,928 et 1,072. Une tendance existe donc dans la variation des épaisseurs de bancs. On peut dès lors se demander pourquoi elle a échappé aux deux premiers tests. C'est son caractère cyclique oscillant, on pourrait presque dire sinusoidal amorti, qui en est responsable, car il aboutit à une distribution à peu près symétrique des suites croissantes et décroissantes. Un test, ne faisant pas intervenir les valeurs numériques, c'est-à-dire les épaisseurs des bancs, mais seulement leur nombre, ne permet pas de déceler la tendance, du moins si l'on ne fait pas la vérification proposée.

Une ligne de régression a été calculée en prenant comme abscisse, l'ordre d'apparition et comme ordonnée, l'épaisseur des bancs individuels. On obtient ainsi pour cette dernière une fonction linéaire de la forme :

$$y = - 0,75 x + 34$$

dont l'expression graphique est reportée dans la figure 54.

Quelques conclusions peuvent être tirées de ce qui précède. Elles permettront plus tard, confrontées à celles provenant de l'étude pétrographique et minéralogique du Quartzite du criadero, de formuler une hypothèse sur les conditions de dépôt du matériel ayant abouti au quartzite :

- le processus ayant déposé le sable a agi avec une intensité décroissant avec le temps ;
- une certaine cyclicité apparaît : maxima et minima sont séparés par cinq à sept bancs ;
- la dernière valeur reportée ($y = 40$ pour $x = 27$) peut être corrigée. Elle correspond à un grès et devrait, en toute rigueur, être remplacée par une valeur déduite du contenu en sable de cette roche.

c - PÉTROGRAPHIE

A / Shales

Dans les descriptions qui suivent, ont été pris en considération les trois niveaux d'argilites qui encadrent et séparent les deux niveaux de quartzite : - "schistes graphiteux" du toit de S. Nicolas ; - "schistes graphiteux" et pélites noires du toit de S. Pedro ; - argilites du mur ; enfin les interlits argileux des quartzites sont brièvement vus.

En lame mince, l'argilite du mur (échantillon AL 14-6) montre une stratification soulignée par l'alternance, non rythmique, de lamines de grès et d'argilites et par de nombreuses phyllites. On remarque des figures de pression microscopiques. La schistosité apparaît seulement dans les parties à grain fin par une alternance rythmique de zones claires et sombres, mais sans développement de phyllites.

Les parties argilitiques sont formées de quartz très fin, de chlorite (?) avec des paillettes d'illite, grandes, limpides et assez droites en général, parallèles à la stratification. Dans les parties gréseuses, on note des grains de quartz subanguleux, mal triés, pris dans un ciment de chlorite. Les quartz sont presque tous à extinction ondulante. De grandes paillettes d'illite très minces et rares, soulignent la stratification. D'autres paillettes d'illite, plus trapues, se sont développées sans règle. Des nids de carbonates ont la même taille que les quartz.

La pélite noire du toit de S. Pedro (échantillon AL 17-40/1) présente un aspect très différent. Le litage est bien marqué par des phyllites, des pigments noirs qui se moulent autour des quartz détritiques et par l'orientation des grains de quartz allongés. On note un début de schistosité de fracture, mal affirmée, plus ou moins perpendiculaire à la stratification. Certains grains ont été tournés (présence de fantômes de pression).

Les grains détritiques sont essentiellement formés de quartz, subarrondis à subanguleux, toujours monocristallins, de sphéricité moyenne. De rares zircons s'y ajoutent. Leur dimension varie de 50 à 150 μ . Ils sont pris dans un fond constitué de phyllites ($b = 12/1000$) soulignant la stratification, de quartz très fins et de carbonates.

Le "schiste graphiteux" du toit de S. Pedro (échantillon AL 17-40/0) se différencie de la précédente roche par l'abondance de la matière organique et des proportions différentes des constituants. La stratification est soulignée par des phyllites (onduleuses et comprimées) et des traînées de pigments noirs en particulier au voisinage des grains de quartz détritiques.

Une faible schistosité est visible, marquée par des phyllites de tailles voisines, droites et de faible biréfringence (*).

Le fond est identique à celui du précédent échantillon, ainsi que les grains détritiques, qui sont cependant beaucoup plus rares.

Quelques diffractogrammes ont été réalisés sur des argilites provenant de la mine, donc non soumises à l'altération météorique. Les résultats sont présentés dans le tableau 23. D'après ce tableau, les interlits argileux des quartzites se distinguent nettement des shales massifs, par une composition minéralogique simple : quartz et mica. Celui-ci a été étudié par diffraction sur une préparation désorientée. Il s'agit de muscovite. Le mica est donc détritique et correspond à une interruption absolue de la sédimentation grossière.

Nature pétrographique	Mica indéterminé	Muscovite	Kaolinite	Quartz	Sidérite	Cinabre
"Schistes graphiteux" du toit						
de S. Nicolas	xx		x	x	x	t
de S. Pedro	x		x	xx	x	t
Interlit argileux des quartzites						
de S. Pedro		xxx		(x)		t
Argilites du mur	x		x	xx	xx	

Tableau 23 - Composition minéralogique des argilites de la mine d'Almadén.
(xxx : abondant ; xx : présent ; x : rare ; t : traces)

Les shales massifs sont constitués de mica, de kaolinite (en général subordonnée), de quartz et de sidérite. La composition étant plus complexe, il n'a pas été possible de préciser le terme micacé par la méthode précédente. Il est vraisemblable cependant qu'il s'agisse d'illite ou de muscovite. Ce minéral, de même que le quartz et la kaolinite, peut être considéré comme héritage de l'altération continentale. La sidérite en revanche est inattendue : elle n'est jamais citée dans des shales ou schistes, sauf s'il s'agit de minerais ou de concrétions (par exemple en milieu houiller). Il pourrait s'agir de carbonate resté diffus, alors que dans les schistes graphiteux du toit, la dolomite s'est concentrée dans les nodules décrits précédemment. La constatation la plus surprenante est l'absence de chlorite dont on peut se demander si la destruction n'a pas abouti à la formation du carbonate. Cette alternative n'a pu être tranchée pour l'instant.

Des traces de cinabre ont été relevées dans les shales graphiteux constituant les toits de deux niveaux de quartzite, mais non dans les argilites du mur. La relation entre matière organique et cinabre se retrouve donc là.

B/Quartzites et grès

Les deux niveaux de quartzites présentent plusieurs types pétrographiques distincts qui seront successivement décrits :

- niveau supérieur : quartzite noir ;
- niveau inférieur : grès noir, quartzite blanc stérile, grès minéralisé du sommet, grès stérile du milieu du niveau.

Le passage du quartzite au grès noir s'observe facilement en mine. Les deux croquis de la figure 55 ont été réalisés entre le quinzième et le dix-septième niveau, de part et d'autre de la quatrième cheminée.

(*) Elle n'a pas été observée dans toutes les lames.

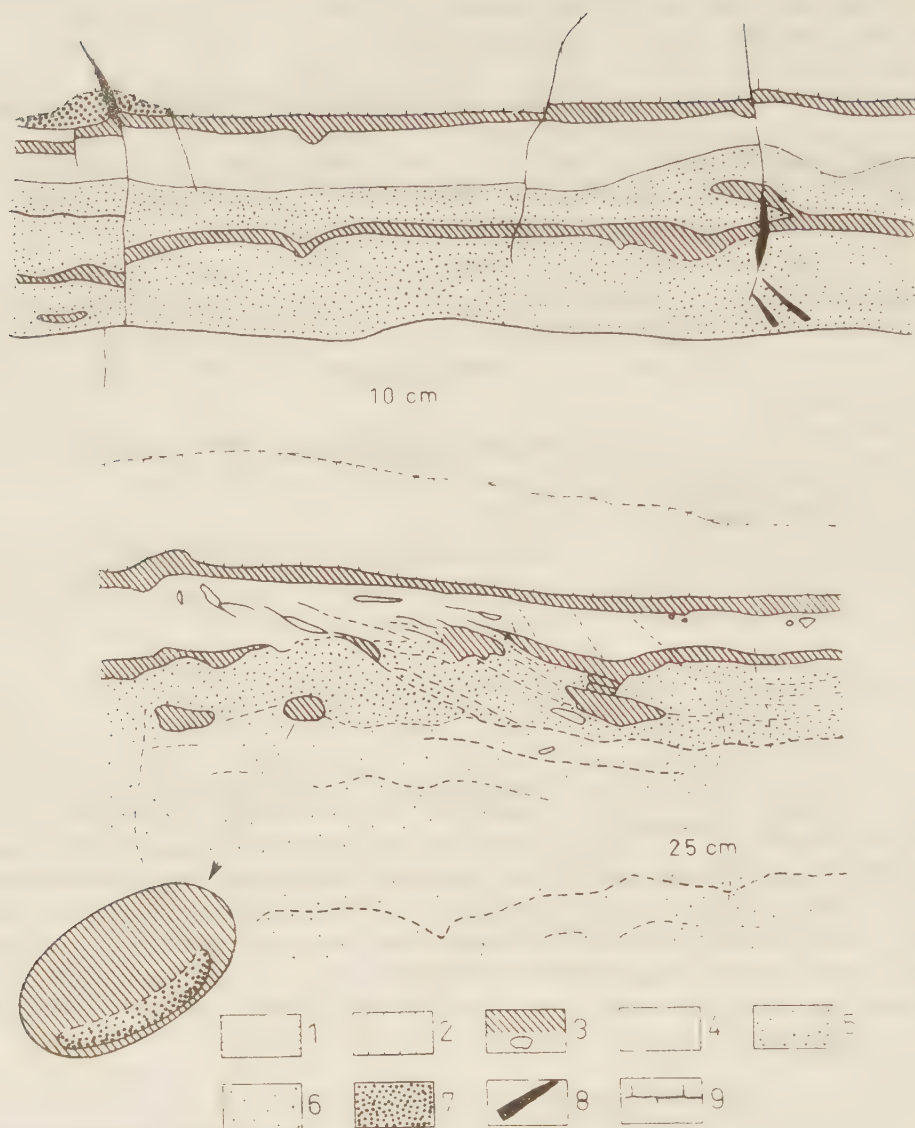


Figure 55 - Détails du contact entre le Quartzite inférieur et les argilites du toit de S. Pedro (voir Pl. VIII, fig. 5).

Légende commune : 1 - argilites ; 2 - grès noir ; 3 - pyrite, en bancs ou en nodules ; 4 - quartzite blanc stérile ; 5 - minéralisation très intense ; 6 - minéralisation moins intense ; 7 - concentrations locales de cinabre en roche ; 8 - cinabre massif ; 9 - interlits (horizontaux) et joints.

Figure du haut : noter les fractures précoces qui s'arrêtent dans les grès, la remobilisation de faille portée le long d'une fracture et la diffusion du mercure à partir de celle-ci.

Figure du bas : noter les stratifications entrecroisées mimées par la pyrite, la surface d'arrêt irrégulière de la minéralisation et le nodule, en partie constituées de cinabre.

En lame mince, le grès noir du toit de S. Pedro (Echantillon AL 17-40/2 a, b et c) possède une texture gréseuse, à peine litée.

Les grains détritiques sont semblables en dimension (50 à 150 μ), sphéricité et arrondi à ceux décrits dans le "schiste graphiteux". Quelques grains contiennent des inclusions de rutile (sagénite) ou de tourmaline. Aucune croissance diagénetique n'a été notée. En revanche, des sutures apparaissent là, où des grains voisins ne sont pas séparés par du ciment, mais restent rares. Le ciment est essentiellement formé d'illite, avec des carbonates subordonnés. Il renferme quelques grains de cinabre.

L'étude granulométrique d'un autre échantillon de grès noir a été menée en projetant une plaque mince (AL 17-40/12) avec un rapport d'agrandissement connu et en mesurant pour 145 sections de grains le petit et le grand diamètre. Le diagramme de Henry et les courbes de distribution pondérales sont données dans les figures 56 et 57. Les droites de Henry, comme les courbes granulométriques, montrent que la distribution des grands diamètres suit bien une loi lognormale, mieux que celle des petits diamètres. Les calculs ont donc été menés sur les premiers (tableau 24).

Paramètres	Echelle ϕ	mm
Médiane Md_{ϕ}	2,52	0,174
Mode Mo_{ϕ}	2,25	0,210
Moyenne $M_{\phi} = 0,5 (\phi_{84} + \phi_{16})$	2,05	0,242
Quartile $Q_1 = \phi_{25}$	2,90	0,134
Quartile $Q_3 = \phi_{75}$	2,15	0,225
$\sigma_{\phi} = 0,5 (\phi_{16} - \phi_{84})$	0,57	0,674
Coefficient de tri $S_o = \sqrt{Q_3 / Q_1}$	-	1,296
Coefficient d'asymétrie		
$Skw = Q_1 \times Q_3 / Md^2$	-	0,996
$\alpha_{\phi} = \frac{M_{\phi} - Md_{\phi}}{\sigma_{\phi}}$	- 0,825	-
Moyenne des rapports grand diamètre / petit diamètre		0,583

Tableau 24 - Principaux paramètres sédimentologiques calculés sur les grands diamètres des grains de quartz du grès noir de S. Pedro.

Les deux principaux paramètres sédimentologiques ont les valeurs suivantes :

Coefficient de tri : $S_o = 1,296$, ce qui correspond à un bon tri (Füchtbauer, in Müller, 1964).

Coefficient d'asymétrie : $Skw = 0,996$. Il y a donc une distribution très symétrique des fines et des grossiers.

Ces chiffres traduisent un long remaniement des grains de quartz. L'échantillon suivant est séparé du précédent par un niveau de 2 à 5 cm de pyrite presque pure, sans le moindre diastème (voir le détail du profil lithologique, fig. 49).

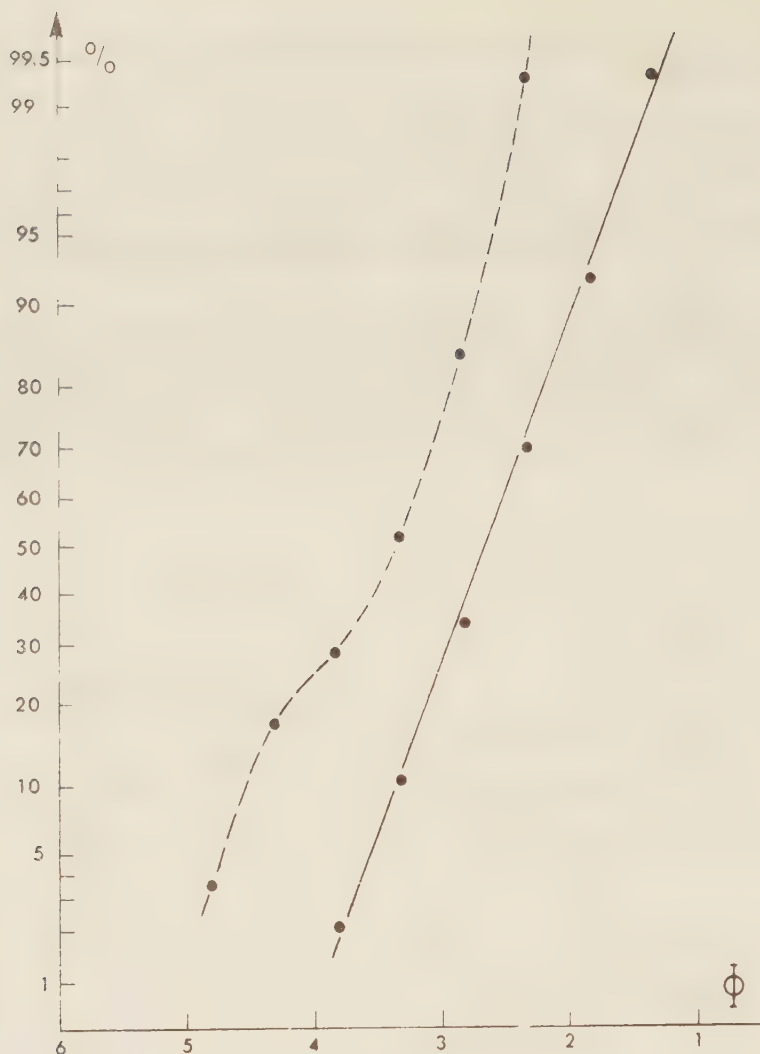


Figure 56 - Diagramme de Henry des populations des grands et moyens diamètres des grains de quartz du grès noir (Lame AL 17-40/12).

Le quartzite blanc du toit de S. Pedro (échantillon AL 17-40/2 c) est formé de grains de quartz isométriques, en général à contacts plans ou concaves-convexes, rarement suturés. Les accroissements diagénétiques sont fréquents, et aboutissent à des grains automorphes s'il y a des cavités dans la roche. L'extinction est en général ondulante. Les grains de zircon sont en général emprisonnés dans ceux de quartz, tout en étant xénomorphes. Ils sont donc manifestement hérités avec celui-ci. La tourmaline est rare et cataclasée, mais a des dimensions voisines de celles du quartz.

Le cinabre est très rare. Il forme des grains xénomorphes isolés, apparemment sans relation avec des fissures nourissantes (*), au milieu de grains de quartz. On le trouve bien entendu également aux limites des grains. La pyrite, très rare, a toujours des contours cubiques. Elle a des contacts jointifs avec le quartz, sans fantômes de pression. Le ciment est inexistant, à part quelques phyllites polarisant dans les blancs, tapissant d'une fine pellicule les bords de grains et formant des nids.

(*) Dans la même roche, des traces de fractures cicatrisées sont matérialisées par des chapelets d'inclusions opaques et subsphériques qui n'ont pu être déterminées. S'agirait-il d'hydrocarbures ?

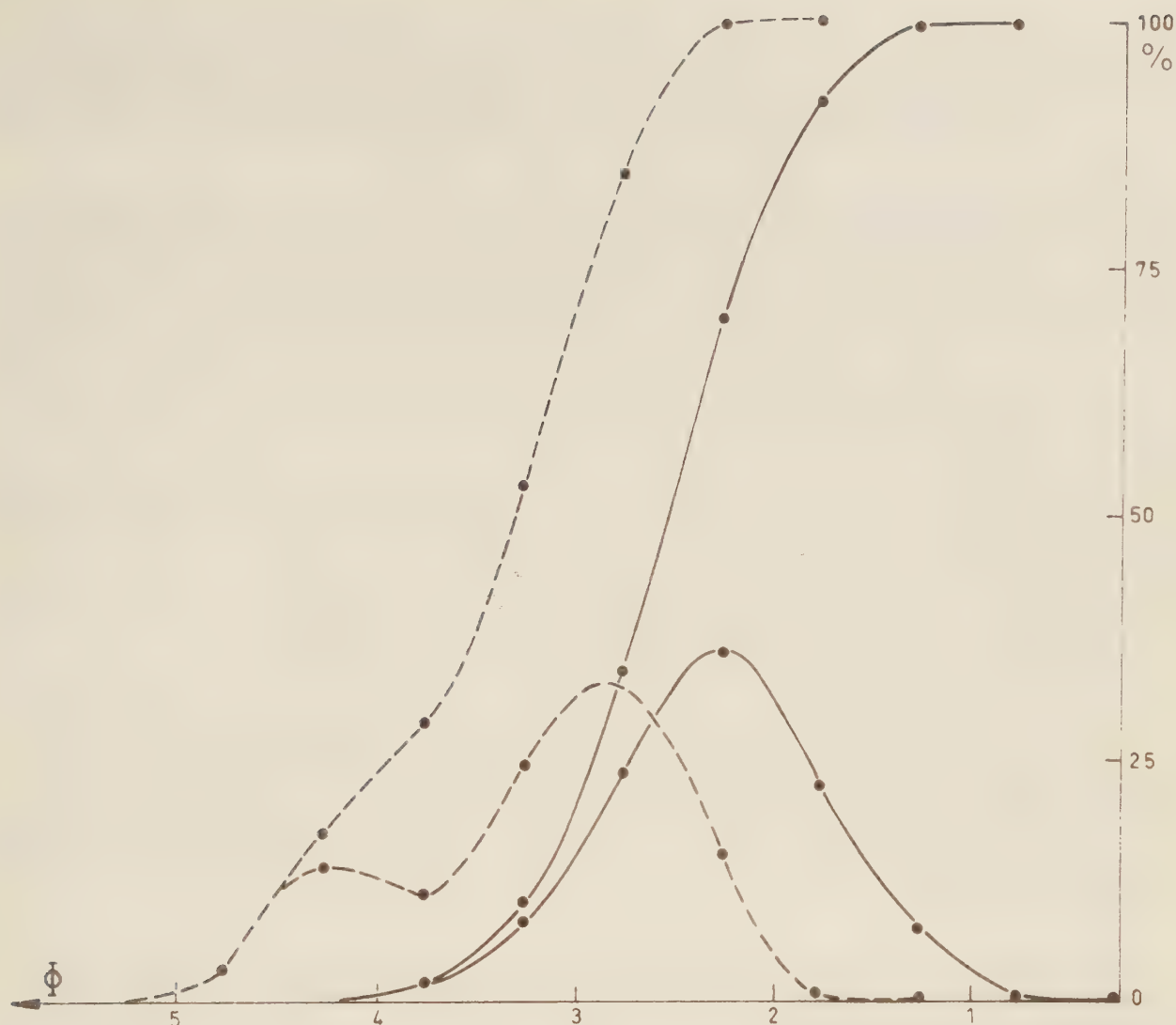


Figure 57 - Courbes de fréquence (simple et cumulée) des populations des grands et moyens diamètres des grains de quartz du grès noir (Lame AL 17-40/12).

A ces échantillons stériles, on peut opposer ceux qui sont minéralisés.

Le dernier banc minéralisé (Echantillon AL 17-40/3), au toit du niveau S. Pedro, est le plus riche. Il a une texture quartzitique isométrique.

Les grains détritiques sont formés de sphène, de tourmaline, très subordonnés, et de quartz en grains isométriques, correspondant à la description donnée pour AL 17-40/2. Les accroissements diagénétiques du quartz sont particulièrement nets ici.

Le cinabre se rencontre sous plusieurs formes : - en masses, dans les vides laissés entre trois ou plusieurs grains de quartz, qui restent presque toujours à contours xénomorphes. La corrosion du quartz par le cinabre est rare (*). La séricite lui est souvent associée, plus rarement les carbonates ; - le long des cassures cicatrisées ; - plus rarement en grains isolés dans les quartz. Le ciment est très rare et consiste en séricite et en carbonates.

(*) Le cinabre se place comme s'il avait été repoussé par les quartz lors de la croissance diagénétique.

L'échantillon AL 17-40/8 est plus faiblement minéralisé et provient du milieu du niveau S. Pedro.

Sa texture est quartzitique, à litage marqué par des plans de stratification, séparant des parties non orientées. Les plans de stratification ont pris, lors des recristallisations, une allure denticulaire en section, qui rappelle les stylolithes. Ils sont légèrement entrecroisés.

Le quartz se présente en grains plus petits que dans les bancs supérieurs, précédemment décrits. Les contacts sont plus denticulés et interpénétrants que dans le haut du niveau. Les accroissements diagénétiques sont plus rarement visibles. Les grains sont subanguleux à anguleux et les formes allongées fréquentes. Le tri reste assez bon, mais on observe des différences nettes de granulométrie entre deux lits voisins (dans d'autres échantillons des granoclassements ont été notés). Certains lits sont constitués par de longues paillettes de muscovite, bâillantes et moulées autour des grains de quartz. La présence de grains d'oxydes de Fe à l'intérieur de celles-ci fait supposer qu'elles sont dérivées de biotites. On rencontre, disposés en microplacers, le cortège habituel de minéraux lourds : tourmaline, zircon et sphène.

Le cinabre est très rare et se manifeste à l'occasion sur le pourtour des minéraux lourds, comme cela a déjà été signalé (Maucher et Saupé, 1967). De nombreux nids d'illite se rencontrent à la jonction de plusieurs grains de quartz, mais ne forment pas un ciment continu.

On trouve enfin des quartzites à pyrite, sans cinabre.

L'échantillon AL 14-1/10 a été prélevé à la base du niveau supérieur de quartzite.

Sa texture est quartzitique massive, faiblement litée.

Les quartz sont bien triés, mais anguleux à subanguleux, de faible sphéricité et d'extinction ondulante. Les contacts entre grains voisins sont concavo-convexes ou suturés. Des chlorites et des illites, en grandes paillettes tordues, soulignent la stratification. Le cortège de minéraux lourds n'offre pas de surprises : tourmaline, zircon et sphène. On trouve enfin de la pyrite en cristaux cubiques isolés ou en amas, sans fantômes de pression. Le ciment est formé d'illite en nids et plus rarement aux limites de grains.

L'étude pétrographique, illustrée par ces quelques descriptions typiques, peut se résumer par les concepts suivants, classés par ordre de complexité croissante : - la composition minéralogique ; - le coeur des grains ; - les auréoles d'accroissement diagénétiques ; - les contacts entre grains ; - les minéraux associés ; - les ciments ; - la granulométrie et l'orientation des grains.

La composition minéralogique est des plus simples : le quartz, toujours monocristallin, est le constituant pratiquement exclusif de tous les éléments grossiers des grès et quartzites. Il est presque toujours à extinction ondulante. En dehors des minéraux lourds, assez rares, on ne trouve que quelques illites-muscovites et chlorites dont la nature détritique est montrée par les déformations subies au cours de la compaction diagénétique. Notons en particulier l'absence systématique des feldspaths (*). Le cinabre, bien entendu, apparaît dans certaines parties de ce quartzite, pour justifier l'existence de ce mémoire !

Une composition monominérale de ce type peut être le fruit de l'un ou l'autre de deux mécanismes convergents : - absence de minéraux diluants, lors du dépôt ; - dissolution de ces minéraux diluants au cours de la diagénèse, selon le mécanisme envisagé par E.C. Dapples (1967, p. 117).

L'étude sédimentologique présentée antérieurement me fait conclure à la première éventualité, en admettant que les autres minéraux aient été éliminés par vannage. La faible dimension des grains (0,1 mm) ne permet

(*) L. Fernandez Navarro (1894 a) signale l'existence d'orthoses dans des grès d'Almadén, sans indications de provenance.

pas d'utiliser leur caractère monocristallin pour en déduire l'origine. Pour des tailles comprises entre 0,75 et 1,5 mm, on a pu montrer dans un cas précis que les quartz d'origine granitique sont monocristallins, ceux d'origine métamorphique, polycristallins à raison de plus de 90 % (Bernard et Samama, 1968). Lorsque la taille des grains diminue, cette dernière proportion diminue évidemment en même temps.

Les coeurs des grains (ou ces derniers, quand le coeur ne peut être identifié) présentent un arrondi excellent dans les bancs supérieurs du quartzite inférieur, moindre dans le grès noir qui le surmonte, et moindre encore dans les parties inférieures de ce niveau ou dans le niveau supérieur. La sphéricité évolue dans le même sens, et on retrouve, là où l'arrondi est médiocre, des grains allongés. Quelques lits enfin, rares il est vrai, sont caractérisés par des grains très allongés. Certains grains de quartz impliquent une dissolution : ils ressemblent à des haltères et ont des extrémités renflées. L'abrasion seule ne peut donner des formes analogues.

Les accroissements diagénétiques ont été décrits (Saupé, 1967) (*) mais ne sont pas courants. Très rarement, on observe une double couronne d'accroissement ou des faces terminales automorphes. Le quartz des couronnes présente le même aspect que celui des coeurs (densité des inclusions solides par exemple) et les deux sont en continuité optique. Entre les deux se trouvent emprisonnés des minéraux : illite et cinabre en particulier. Ce dernier fait poser la question de l'époque de sa mise en place dans ce site, réflexion dont on n'honore pas en général les minéraux plus banals. L'observation ne porte que sur un plan et on peut donc se demander s'il n'y a pas introduction le long de la discontinuité que constitue le contact coeur-auréole. D'un point de vue physico-chimique, cela n'aurait rien d'impossible : dans le cas d'une croissance lente, une forte sursaturation est plus rapidement atteinte. Dès lors, le réseau est moins parfait et plus susceptible d'emprisonner des impuretés (Poty, 1967). La silice est alors beaucoup plus soluble que si elle était pure. Une dissolution sélective peut donc se produire le long de l'interface.

Les contacts entre grains peuvent être caractérisés par deux paramètres (Taylor, 1950) :

- le nombre de grains en contact avec un grain donné : ce nombre croît avec la profondeur, mais est évidemment affecté par l'histoire tectonique ;
- le type du contact : par ordre de complexité croissante, on a ainsi des contacts : a - ponctuels, b - linéaires, c - concavo-convexes, d - suturés. Le premier et le dernier type sont particulièrement représentatifs, d'une faible profondeur d'enfouissement pour le premier, d'une forte pour le second.

L'étude du niveau de quartzite inférieur a montré que la profondeur d'enfouissement n'est pas le seul facteur régissant le type de contact. A quelques mètres de distance, pris normalement à la stratification, on trouve des grains à contacts linéaires ou concavo-convexes (**), dans les bancs supérieurs, et à contacts suturés, dans les bancs inférieurs. La surface du grain doit avoir une certaine importance : là où elle est peu arrondie, il est normal qu'une pression croissante aboutisse à une interpénétration et à une saturation des grains (***).

Un troisième facteur est avancé par E.C. Dapples (communication au Congrès International de Sedimentology, Heidelberg, 1971) : les saturations augmentent avec la teneur en ciment argileux. Dans une certaine mesure, cette observation a également été faite dans le Quartzite du criadero à Almadén.

(*) "Nil novi sub sole" : après la parution de cette note, je me suis rendu compte que ces accroissements diagénétiques n'avaient pas échappé à G.F. Becker (1894). Mais compte tenu du faible développement de la sédimentologie à cette époque, il les avait considérés comme dûs à des "actions secondaires". En tout cas, il précise bien qu'à son avis, cette croissance et la précipitation du cinabre se sont produites en même temps. Cette quartzification a également été notée par P. Raynaud (1941).

(**) Texture "mosaïque" de P. Dollé (1969).

(***) Texture "puzzle" de P. Dollé (1969).

La présence de minéraux lourds arrondis (zircon, sphène et tourmaline), au milieu des grains de quartz de certains lits (notamment de l'échantillon AL 17-40/2), et plus précisément dans le cœur des grains semblerait indiquer, que ces quartz seraient d'origine métamorphique, après peut-être un épisode sédimentaire. L'étude du spectre des minéraux lourds n'a pas été faite, et on ne sait donc pas si une ou plusieurs zones-sources sont responsables de l'arrivée du quartz détritique.

Dans les "microplacers" (échantillon AL 17-40/8), les minéraux lourds sont beaucoup plus petits que le principe d'équivalence hydrodynamique ne permet de le prévoir. Avec des densités courantes, on devrait avoir, pour des grains sphériques de tourmaline, rutil et zircon, respectivement les rayons suivants, rapportés à l'unité constituée par le rayon d'un grain de quartz de même masse : 0,95 ($d \geq 3,2$), 0,86 ($d = 4,2$) et 0,83 ($d = 4,7$). Leurs sphéricité et arrondi presque parfaits montrent qu'ils ont subi un très long remaniement sur place (vannage), à la surface d'une couche de sable. Dès lors, il n'y aurait plus correspondance entre les rayons. Il a également pu y avoir élimination, par mise en solution, des quartz correspondants. Enfin, la croissance diagénétique du quartz a souvent été si parfaite que les cœurs des grains ne peuvent plus être reconnus.

Le ciment est peu abondant. En général, il est formé d'illite et dans certains cas, sans doute d'une phylite moins biréfringente (kaolinite ou chlorite). Quelques lits sont cimentés par des carbonates. Le ciment est plus abondant dans le niveau supérieur et dans la partie basse du niveau inférieur.

La granulométrie est caractérisée par le bon tri et la constance de la dimension granulométrique à l'intérieur d'un lit donné, en particulier dans le niveau inférieur de quartzite et son banc de grès siltite. Le tri reste bon, que l'arrondi et la sphéricité soient élevés ou non. On pourrait imaginer qu'il résulte d'un équilibre vers lequel tendrait le jeu conjugué des dissolutions et des précipitations au cours de la quartzification. En fait, les croissances diagénétiques, et surtout la similitude avec les grains de quartz détritiques du grès, montrent qu'il n'en est rien. L'étude granulométrique n'a pas été approfondie pour plusieurs raisons :

- en lame mince s'introduit un effet parasite, du fait que la section coupe les grains de manière aléatoire. Par ailleurs, l'empilement des grains n'est plus aléatoire : le tri étant bon, comme le montre une estimation visuelle, il tend vers un empilement ordonné. Dans ces conditions, il n'est pas possible de passer, par une correction mathématique, de la distribution bi-dimensionnelle à la distribution tri-dimensionnelle.
- l'homogénéité minéralogique empêche l'utilisation des techniques automatiques courantes.
- les grains du quartzite en lui-même ne sont pas susceptibles d'une étude granulométrique. En toute rigueur, il faut traiter les cœurs des grains, or ceux-ci ne sont pas toujours visibles. D'autre part, il n'est pas évident que ceux qui sont visibles constituent un échantillon représentatif.

Quelques granoclasses positifs constituent une exception. Le bon tri est le seul caractère qui semble différencier les parties minéralisées de leurs équivalents latéraux. Mais il ne saurait constituer un facteur de minéralisation, bien qu'un bon tri entraîne comme corollaire une porosité élevée et donc un site favorable, autant pour les minerais que pour les pétroles.

L'orientation interne des grains de quartz a été étudiée (*) dans quelques niveaux où les grains de quartz ont montré un allongement. Aucune distribution ordonnée des Λ_3 du quartz n'a pu être trouvée, pas plus que dans des échantillons provenant des autres niveaux de quartzite (Quartzite armoricain, Quartzite de "canteras" et Quartzite "de la base du Dévonien"). Du moins en ce qui concerne le Quartzite du criadero, il est possible que les déformations du réseau, traduites par les extinctions ondulantes et sectorielles, aient pu masquer une légère orientation initiale. Il est cependant plus probable que la réorganisation diagénétique a provoqué des tassements et des rotations individuelles des grains de quartz, qui ont détruit une éventuelle organisation primaire.

(*) Le travail a été effectué au goniomètre de texture Siemens, pour la longueur d'onde de 1,936 Å.

Du point de vue terminologique, la langue anglaise comporte une nuance inconnue en français. Le terme d'orthoquartzite est lui-même ambigu, puisqu'il a au moins deux définitions : - grès pur, à plus de 90 % de silice, sans mention du ciment (Petitjohn, 1956) ; - quartzite sédimentaire primaire (Krynine, 1948).

Mais les quartzites, analogues à ceux d'Almadén, formés par mise en solution du quartz aux points de contact, sont appelés "pressolved quartzite" (mot forgé par contraction de "pressure solution") selon la proposition de M. T. Heald (1956), défendue par H. Skolnick (1965).

d - LE CARBONE ORGANIQUE

Le mercure est très fréquemment associé aux matières organiques, constatation faite depuis longtemps et sur laquelle je reviendrai au chapitre V de la deuxième partie. L'examen en section polie montre des paillettes de graphite, nettement anisotropes, tant dans les quartzites que dans les schistes. Ces paillettes dessinent quelquefois des figures fermées, mais aucune forme franchement organique n'a été reconnue (*). Les teneurs des schistes en C_{orga} atteignent 8,60 % (**).

Des essais d'extraction à la soude décinormale sont restés entièrement négatifs. Par ailleurs, à cause de sa finesse, le "graphite" n'a pas pu être concentré par des méthodes physiques. Aux rayons X enfin, "en roche totale" sa seule raie intense (3,35 Å) est masquée par les raies du quartz et d'un mica très abondant. En revanche apparaît une ébauche d'anneau de diffraction de corps amorphe. Afin de pouvoir examiner la cristallinité du "graphite", celui-ci a été isolé après broyage par une attaque de FH et de ClH (FH / ClH = 10 / 1 - 3 h à 250°). Le diffractogramme du résidu ne donne qu'un anneau de diffraction de corps amorphe très net, sans qu'apparaissent les pics du graphite. Il s'agit donc d'un carbone amorphe, non encore graphitisé.

L'absence de substances organiques plus complexes que le carbone pourrait s'expliquer par deux raisons :

- la relative simplicité des molécules organiques primitives : P. Abelson (1959) montre dans sa figure 2 qu'une molécule organique, dont l'énergie d'activation pour une réaction de décomposition du premier ordre serait de 30 kcal / mole, serait dégradée à température ambiante en moins d'une centaine d'années. L'existence de pétroles ordoviciens (Oklahoma), de même que celle de porphyrines au Cambrien, semble montrer que cet argument est d'un faible poids (Abelson, 1959, p. 100), mais bien entendu, toutes les substances n'ont pas la même résistance.

- le métamorphisme incipient : cet agent semble le plus probable, puisqu'au Silurien existaient déjà des composés organiques complexes. La figure 2 de P. Abelson montre qu'à 200°C une paraffine se dégrade en 10⁶ années ce qui est compatible avec les observations de terrain. La bibliographie semble très pauvre sur ce chapitre. A. Harker (1950) considérait que la matière organique est particulièrement sensible au métamorphisme et qu'elle réagissait avant les autres constituants lithiques. Pour E. D. Degens (1967), l'élévation de température est le facteur le plus important dans la maturation des composés organiques, maturation qui se termine par la graphitisation. C'est à A. Schüller (1961) que l'on doit les seules données chiffrées, qui ne concernent d'ailleurs que la formation de graphite à partir d'anthracite. Celle-ci se ferait à une température maximale de 200 à 250°C et une pression de 1500 atm.

(*) J. Deunf et J. L. Henry (35-Rennes) ont bien voulu examiner une figure typique et ont confirmé cette détermination. Qu'ils en soient remerciés.

(**) Détermination faite au Centre de Pédologie Biologique (54-Vandoeuvre). Je remercie MM. Rouiller et Souchier de leur aimable contribution.

e - DIAGENÈSE DU QUARTZITE

Le problème de la diagenèse des quartzites se pose en deux termes : "quand" et "comment" ?

"Quand" ?

La discussion de la mise en place du mercure demanderait que soit connue l'époque de la diagenèse des quartzites qui l'emprisonnent (*). Il est rare que la diagenèse puisse être datée avec précision. Aussi ce problème est-il généralement éludé. Une des rares datations connues a été réalisée dans le Cambro-Ordovicien saharien (Milot, 1964) : 200 MA séparent le dépôt des sables de la fin de leur diagenèse. Les sables purs perdraient leur porosité assez lentement (von Engelhardt, 1960). Des durées relativement courtes ont cependant pu être montrées au cours des récentes études sur les glaciations ordoviciennes du Sahara : des lithifications se sont produites entre deux phases glaciaires successives, permettant ainsi au matériel déposé au cours de la première, puis induré, d'être marqué par les cannelures de la deuxième (Beuf et al., 1971). Enfin, des croissances diagénétiques expérimentales du quartz ont été réalisées en quelques jours (Sharma, 1968), à basses température et pression, en présence d'une circulation d'eau. Le pH des eaux interstitielles joue un rôle fondamental dans la mise en solution et la reprécipitation, donc dans la diagenèse. La solubilité de la silice augmente avec le pH et il a pu être montré, à partir de l'équilibre pyrite-pyrrhotite, que le pH était basique au moment de la formation (syngénétique) de ces deux minéraux dans les framboïdes observés à Almadén (Arnold, Maucher et Saupé, 1973).

Dans le cas d'Almadén, toute tentative d'explication doit tenir compte des observations suivantes, classées par ordre d'importance décroissante :

- la fracturation des grains de quartz est tectonique et la diagenèse était par conséquent achevée avant l'orogénèse hercynienne. Ne sont envisagées ici que les fractures qui traversent plusieurs grains, ou coeur et auréole d'un même grain, ou encore les cassures formant un système parallèle. En effet, on ne connaît pas d'exemple de quartz fracturé par compaction : la mise en solution, sous l'effet de la pression, se ferait auparavant (von Engelhardt, 1960, p. 19 et 22).

- des grains de quartzite ont été notés dans un échantillon de grès noir (**). L'homogénéité des tailles de ces grains et leurs limites nettes les font interpréter comme le résultat du remaniement d'un quartzite existant et non comme des "germes" d'un quartzite naissant, ce à quoi aurait pu faire penser leur forme ronde. Il est intéressant de remarquer qu'occasionnellement on trouve du cinabre au coeur de ces grains (**).

- des fragments de quartzite se rencontrent dans les fraïlesca. La pureté et l'aspect d'ensemble permettent de penser qu'il s'agit dans certains cas de Quartzite du criadero.

- l'induration des niveaux gréseux des argilites du mur semble avoir été rapide. Des structures, comme celle représentée figure 52, ne s'expliquent que par la déformation cassante de niveaux plus

(*) Il est commode, dans la chronologie de la diagenèse, de s'appuyer sur les subdivisions de E.C. Dapples (1962), qui sont, en allant de la première à la plus récente :

- phase redoxomorphique : des réactions réversibles, concernant essentiellement le Fe, se déroulent et aboutissent à l'établissement d'un équilibre Eh-pH,
- phase locomorphique, marquée par des réactions de cimentation et de remplacement de divers minéraux par le quartz ou des carbonates,
- phase phyllomorphique, au cours de laquelle se produisent des réactions irréversibles (du moins au cours de la diagenèse), en particulier des néoformations de phyllites et de feldspaths.

(**) Provenant du quatorzième niveau, du chantier 503.

(**) Cette observation demande toutefois confirmation par le microspectromètre à laser

grossiers, déjà indurés, au sein d'argiles restées plus ou moins plastiques (*). L'étage structural atteint par ces formations n'est pas assez profond pour que l'on puisse envisager un boudinage.

- la conservation des ripple-marks témoigne seulement d'un recouvrement rapide du banc correspondant par des sédiments frais.
- la diagenèse de la pyrite est postérieure à celle du quartz, comme le montre leur intersection mutuelle : les faces extérieures des cubes de pyrite, $\{100\}$, recoupent les grains de quartz, auréoles comprises.
- le lit de quartzite blanc stérile ne comporte aucune transition avec le lit richement minéralisé immédiatement sous-jacent. En général, ils sont séparés par un interlit argileux, qui traduit un arrêt de la sédimentation. L'impregnation du niveau porteur par le mercure et le blocage de celui-ci sous forme de sulfure se sont donc faits avant le dépôt de la nouvelle couche de sable qui a donné ultérieurement ce quartzite blanc. On sait qu'un matériel fraîchement déposé devient rapidement un système fermé, dès qu'il est surmonté par quelques centimètres de sédiments nouveaux (Hartmann et Nielsen, 1969).

Cette revue s'avère décevante : la diagenèse était manifestement terminée avant l'orogénèse hercynienne, mais aucun argument décisif ne permet de restreindre cet intervalle. En fait, il convient de séparer deux notions : la diagenèse d'un lit de sable donné, plus ou moins rapide, et l'intervalle qui a séparé le dépôt de deux lits successifs. Quelques lits semblent en effet avoir été indurés avant le dépôt du lit suivant. L'environnement local de la sédimentation montre donc une certaine permanence dans le temps.

Comment :

Plusieurs mécanismes peuvent être invoqués pour expliquer la quartzification d'un sable. Ce sont

- la mise en solution in situ sous l'effet d'une pression (pressure solution).

Celle-ci découle essentiellement de deux phénomènes :

- effet de Riecke correspondant à l'augmentation de la solubilité en fonction de la pression. Le quartz se mettra en solution au point de contact avec les grains voisins et se précipitera dans les zones où les grains présentent des surfaces libres.

- effet de dièdre, dû à l'augmentation de la solubilité et de la concentration dans le dièdre aigu formé par deux grains voisins. Ce mécanisme peut entraîner le tassement d'une couche de sable, sans mouvement de fluides et sans augmentation de la pression notables.

- l'arrivée d'une solution chargée en silice, qui peut être d'origine superficielle (résultant de l'altération météorique) ou profonde (volcanique). Une baisse de la pression ou de la température entraîne une cristallisation sur des cristaux préexistants.

Le phénomène s'est cependant passé de manière discontinue : - on remarque quelquefois des auréoles superposées, indiquant qu'il y a eu des temps d'arrêt ; - les formes en haltères sont difficiles à expliquer par l'abrasion seule. Elles sont plutôt le résultat d'une section, par le plan de la lame mince, d'un grain présentant deux vitesses de dissolution opposées.

D'autre part, la quartzification s'est accompagnée d'une compaction, démontrée par le moulage des paillettes de mica autour des quartz (échantillon AL 17-40^h). Ces deux arguments semblent montrer que la quartzification résulte essentiellement d'une mise en solution "in situ" du quartz, sans arrivée notable de silice étran-

(*) Une alternative serait évidemment constituée par une hypothèse glaciaire : des niveaux grossiers pourraient être durcis par le gel, à très faible profondeur, alors que l'emballage argileux serait resté plastique. Une telle hypothèse exigerait évidemment un environnement continental pour lequel il n'y a pas d'indices à présent.

gère. Cela n'exclut pas des migrations verticales par diffusion à l'échelle du mètre, par exemple des parties plus riches en argiles vers celles qui étaient plus pures au départ.

Cette discussion de la diagenèse aboutit à des conclusions de plusieurs ordres :

- terminologie : dans la nomenclature de W. Von Engelhardt (1960) le quartzite étudié est autochtone, c'est-à-dire formé sans apport extérieur de ciment. Il est homogène, car son ciment ne comporte pas, en général, de minéraux qui n'existaient pas déjà en grains. Les passées plus gréseuses, à ciment de carbonates ou de phyllites, sont alors hétérogènes. La roche de la plupart des niveaux est un orthoquartzite dans les deux acceptions du terme : chimique (*) et génétique.
- mécanisme : le facteur déterminant de la quartzification a été une mise en solution "in situ", vraisemblablement favorisée par un pH basique. Un facteur climatique a pu se surajouter : pour N. Spjeldnaes (1960), les "grès" déposés en eau froide sont à ciment siliceux, non argileux. Le quartzite s'est dès lors formé sans arrivée de silice extérieure.
- chronologie : les phénomènes se sont déroulés dans l'ordre suivant :

phase redoxomorphique	précipitation des framboïdes de pyrite
phase locomorphique	formation du quartzite,
phase phyllomorphique	recristallisation de la pyrite.

La dernière phase est douteuse, puisque ses témoins habituels sont absents. Il en est souvent ainsi pour les grès "épicontinentaux" (Dapples, 1967).

f - L'ÂGE DU NIVEAU MINERALISÉ

Il n'a pas été possible de dater par des méthodes isotopiques le Quartzite du criadero. Seule l'illite aurait pu permettre une telle datation, et elle n'est pas suffisamment abondante pour permettre son extraction, ce qui a été tenté sans succès. Son âge relatif a déjà été discuté et on pourra se contenter ici d'un rappel des découvertes paléontologiques. L'existence de Graptolithes au toit du gisement a été maintes fois mentionnée, mais les déterminations sont restées rares.

Presqu'en même temps que P. Hernandez Sampelayo (1926 b), W. Henke et R. Hundt (1926) donnent une liste de Graptolithes, dont il n'est pas dit s'ils proviennent du douzième niveau ou du terril de la mine, ces deux localités étant mentionnées comme gisements de Graptolithes trouvés par W. Henke. L'association citée appartiendrait aux zones 22 et 23, et peut-être, 24 d'Elles et Wood. Ces déterminations ont été vivement critiquées par E. Haberfelner (1931) qui les considère toutes comme erronées. Il propose, pour les mêmes échantillons, les zones 19 et 21, la zone 20 n'étant pas démontrée de manière rigoureuse.

Dans une note posthume de P. Hernandez Sampelayo (1960), figure une liste impressionnante de Graptolithes provenant d'Almadén sans plus de précision. Une nouvelle espèce, *M. rostratus hydrargiri*, n. sp., serait fréquente dans les ampélites de la mine.

Les déterminations par le Professeur A. Philippot de mes découvertes au douzième niveau ont été publiées (Saupé, 1971 b). Il s'agit, rappelons-le de

(*) Une analyse partielle de l'échantillon AL 17-40/s (milieu du Quartzite inférieur) a donné : SiO_2 : 94,37 % ; Al_2O_3 : 3,37 % ; CO_2 : 0,30 % ; Na_2O : 0,08 % ; K_2O : 0,76 % ; total partiel : 98,88 %.

Monograptus communis (Lapworth)	zone 19-20
Monograptus distans Portlock	20-21
Monograptus lobiferus (M'Coy)	20
Monograptus jaculum (Lapworth)	19-21
Monograptus cf. turriculatus (Barrande)	22
Rastrites peregrinus (Barrande)	20
Climacograptus scalaris (Hisinger)	20-22
Petalograptus palmeus (Barrande)	19-22

soit la zone 20/22 d'Elles et Wood (Llandovery moyen), donc à un niveau plus bas que celui donné par W. Henke et R. Hundt (1926) : 22/24. Ainsi on peut raisonnablement en conclure que le Quartzite du criadero est du Llandovery inférieur.

g - CONCLUSIONS

A Description de la coupe synthétique

Les études de laboratoire ont permis de compléter le profil de la figure 49, et de donner une description plus détaillée des formations rencontrées dans la mine en allant du Sud vers le Nord, c'est-à-dire des plus anciennes vers les plus récentes.

Argilites du mur de S. Pedro. Ce sont des roches massives d'un gris très foncé, coupées par des diaclases, dont la stratification n'est pas toujours bien visible. Dans leurs derniers mètres, ces argilites se chargent de passées plus grossières et claires (*). Le contact avec le Quartzite inférieur est toujours tranché : il est généralement marqué par une coulée de lave, qui se place entre ces deux formations, mais celle-ci peut également paraître jusqu'à une dizaine de centimètres en-dessous du contact. Une schistosité s'est développée au voisinage du contact et parallèlement à celui-ci. Ce contact correspond à la limite entre la masse compétente des argilites et l'ensemble lave-quartzite beaucoup moins compétent. Au voisinage du quartzite, les fissures sont marquées par de faibles imprégnations de cinabre. Enfin les contacts entre shale et lave sont marqués de fins filonnets de quartz laiteux et d'oxydes de Fe.

Basalte du mur (voir paragraphe suivant).

Le niveau inférieur de quartzite a des limites inférieure et supérieure très tranchées. Les bancs de la base ont une épaisseur moyenne (1 à 10 cm), qui devient plus importante vers le milieu (10 à 100 cm), puis à nouveau plus mince vers le sommet. Sa couleur est généralement blanche. Parallèlement, l'image microscopique montre du mur vers le toit : - une légère augmentation de la taille des grains ; - une augmentation de leur arrondi et de leur sphéricité ; - une diminution de leur interpénétration ; - une diminution du ciment phylliteux.

Le grès noir et la pélite noire constituent un passage discontinu vers les argilites intermédiaires. Ces trois roches sont formées par le mélange d'un matériel quartzeux plus grossier, identique à celui ayant donné les quartzites, avec un matériel fin qui le dilue. Ces argilites sont riches en carbone amorphe à leur base, et prennent l'aspect de "schistes graphiteux". Elles passent de manière progressive au niveau suivant.

Le niveau supérieur de quartzite, qui constitue ainsi une séquence négative au sens de A. Lombard (1956). Il n'a pas été possible de dégager une organisation interne, comme cela a été le cas pour le niveau inférieur. Dans l'ensemble, la roche de ce niveau est noire ou grise, plus rarement blanche et ceci en général dans des parties périphériques de la mine, en dehors de la minéralisation (alors que le niveau inférieur est minéralisé là où il est blanc). L'épaisseur des bancs ne semble pas non plus obéir à une règle et elle peut varier de

(*) L'apparition progressive des lits plus grossiers vers le sommet des Argilites du mur, peut être particulièrement bien observée dans le diverticule en cul de sac, bifurquant vers l'Est, à partir de la galerie "del Pozo" au premier niveau. Elle constitue une séquence négative au sens de A. Lombard (1956).

quelques centimètres à 2 m. On remarque enfin des intercalations schisteuses, qui ont pu faire croire un moment à l'existence de trois niveaux de quartzite, sans doute par analogie avec les trois niveaux minéralisés.

Le complexe volcano-sédimentaire est formé par d'épaisses coulées (voir paragraphe suivant) alternant avec des schistes graphiteux et des grès noirs.

B / Le milieu de genèse

L'étude pétrographique des roches du Quartzite du criadero montre qu'elles se sont formées par un mélange de deux constituants : sables et argiles. Dans les niveaux de quartzite, ces dernières ont été éliminées par un vannage prolongé. L'absence de fossiles et une granulométrie monodispersée sont, comme l'a rappelé P. Dollé (1969) caractéristiques du milieu marin. Le remaniement indique une faible profondeur, mais l'absence de chenaux divagants, fait penser à une grande baie à marées importantes, du type de la baie du Mont-Saint-Michel, plutôt qu'à des conditions deltaïques ou estuariennes.

Le Quartzite du criadero s'est avéré un sédiment très mûr, chimiquement et texturalement parlant. Une telle maturité peut être atteinte par deux voies distinctes : - une longue période d'agitation sur place, ce qui démontrerait une grande stabilité tectonique des aires d'alimentation et de dépôt ; - une répétition de cycles sédimentaires, séparés par des lithifications.

Aucune preuve n'a été trouvée pour étayer cette dernière hypothèse : il n'y a guère d'auréoles diagénétiques autour de coeurs, recoupées par une abrasion après le premier cycle et on n'observe pas de diminution sensible de diamètres en passant des quartzites plus anciens (Q. armoricain et Q. canteras) au Quartzite du criadero. En revanche, l'arrondi variable entre les différents bancs de ce dernier quartzite, la dilution plus ou moins importante par des fines, semblent confirmer la première hypothèse.

Les formations sédimentaires rencontrées dans le Paléozoïque d'Almadén présentent en particulier des caractères cratoniques nets (tels le tri des matériaux de quelques niveaux), tout à fait opposés à ceux de véritables dépôts géosynclinaux. Cette vision rejoint l'interprétation géotectonique des gisements pyriteux du SW de la Péninsule, donnée récemment (Bernard et Soler, 1971).

2 LES ROCHES VOLCANIQUES ET PYROCLASTIQUES BASIQUES

Le volcanisme a précédé de peu le dépôt des deux niveaux de quartzite, porteurs de la minéralisation, et les mouvements épirogéniques tectoniques sont vraisemblablement responsables des deux. Les roches volcaniques encadrent les quartzites, mais ne constituent d'empilement puissant qu'au toit. Des niveaux lenticulaires volcaniques ont quelquefois été observés à l'intérieur des quartzites inférieurs (premier niveau : "Mina del Castillo" à l'Est du puits S. Miguel - quatorzième niveau, travers-bancs les plus orientaux, tout comme dans les quartzites supérieurs : extrémité orientale des travaux du quatorzième niveau). Leur position a été indiquée dans la figure 49.

a - REMARQUES STRUCTURALES

L'interstratification des laves et des roches pyroclastiques a été continuellement retrouvée. Au premier niveau, on n'a retrouvé au toit des quartzites que la fraileasca, alors que du niveau 12 vers le bas n'apparaissent que des laves dans la position correspondante. Pourtant, il n'a pas été possible, à ce jour, d'élucider l'important problème des relations latérales entre ces deux roches. Le seul contact observé est de nature tectonique (*).

(*) Cul de sac dirigé vers le NW, à l'Ouest de la cheminée 93 (treizième niveau).

b - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

A / Le basalte du mur (Pl. V, fig. 4)

Au mur du quartzite inférieur, rarement séparée de celui-ci par quelques centimètres d'argilites, apparaît une coulée de basalte, dont la puissance varie de 10 à 50 cm, constituant un niveau repère très général et bien connu des mineurs. Ses contacts sont quelquefois tectonisés, par suite de la grande différence de compétence avec l'encaissant. Il est rare de trouver du cinabre dans cette roche.

En lame mince, ce basalte montre une texture porphyrique et vacuolaire. Le fond, constitué de carbonates, de chlorite, de séricite rare et de résidus de verre, contient des amas d'ilménite, de nombreux fantômes d'olivine et des vacuoles. Les fantômes automorphes d'olivine sont transformés en un mélange de carbonates et de phyllites mal définies (talc ?) et leurs cassures originelles soulignées par des carbonates. Les vacuoles ont des formes arrondies, mais très variables. Elles sont remplies par des carbonates bien cristallisés, souvent entourés d'une auréole de chlorite magnésienne.

B / Les roches du toit (Pl. V, fig. 3)

Dans les niveaux en exploitation, on trouve systématiquement au toit des quartzites supérieurs, un niveau de roches basiques très altérées. Il est séparé du quartzite par des "schistes graphiteux", dont l'épaisseur est très variable, mais dépasse rarement le mètre.

Les dimensions des minéraux reliques font penser que la roche était grenue ou porphyroïde, mais la texture est largement oblitérée par une carbonatation intense.

Le fond est constitué d'un mélange microcristallin de chlorites, de quartz et de séricite. L'apatite, en abondantes et longues aiguilles fracturées (0,5 mm), est le seul minéral primaire conservé. On reconnaît des pseudomorphoses d'ilménite en leucoxène, en prismes ou en "éponges" de rares ferro-magnésiens, et enfin quelques plagioclases douteux. Le quartz s'est développé en néoformations xénomorphes, monocristallines, souvent entourées de quartz fibreux. De nombreux plans de fracture sont soulignés par des inclusions solides. Le quartz englobe des résidus du fond et des baguettes d'apatite ; il est donc tardif.

Les carbonates dessinent un stockwerk et corrodent quelquefois le quartz, mais le cinabre n'a jamais été observé.

D'autres niveaux situés plus haut dans la série, se montrent mieux cristallisés : à l'oeil nu, on reconnaît une dolérite à plagioclases "fourrés", de quelques millimètres de long, dont les coeurs sont formés de chlorite. L'élimination des carbonates et d'une partie des phyllites a un peu amélioré les conditions d'observation (Boyer et Brousse, 1964).

Au microscope, cette dolérite montre une texture intersertale.

Les plagioclases sont très altérés et remplacés par des carbonates et des chlorites, et recoupés par des fissures cimentées par de la séricite. Le zoning fait souvent place à un feldspath limpide. Les bords sont très corrodés. La teneur en An est indéterminable optiquement. Les orthopyroxènes ne sont visibles qu'après traitement de la lame et sont rares. L'apatite forme de longues aiguilles, généralement fracturées. Les amas et les baguettes d'ilménite sont souvent associés au leucoxène.

Les carbonates apparaissent avec des formes très variées : - plages, mono ou polycristallines ; - rares pseudomorphoses d'un minéral à clivages droits, fins et parallèles (hornblende ?) ; - filonnets.

Le quartz constitue d'abondantes plages xénomorphes, avec des aiguilles de rutile.

L'ensemble de la roche est parsemée de chlorite et de séricite.

Le sommet d'une coulée recoupée par le premier travers-banc du niveau 14 a permis d'observer une fissure qui se rétrécit peu à peu en pénétrant dans la lave et se termine au bout d'une dizaine de centimètres contre une lamelle des schistes qui recouvrent la coulée. Une telle structure peut s'interpréter comme une fissure de retrait due au refroidissement des laves, apparue postérieurement au dépôt des deux premiers centimètres de schistes.

Cette fissure est remplie de dolomite qui l'obture et renferme un cristal de cinabre (fig. 58). Elle a été suivie le long du contact lave-schiste et s'est rapidement perdue. Il est donc raisonnable d'admettre que son extension était limitée, que le matériel de remplissage venait des roches immédiatement avoisinantes et que celui-ci s'est fait rapidement. Il en résulte que du cinabre était présent dans ces roches.



Figure 58 - Fissure au toit d'une coulée de lave, se perdant dans les schistes (1 : cinabre ; 2 : dolomite). Quatorzième niveau : travers-banc au voisinage du puits S. Joaquin, localité AL 14-21.

C / Tuf des argilites du mur

Dans la galerie générale du dix-septième niveau, entre le quatrième et le cinquième travers-banc apparaît un tuf interstratifié dans la partie sommitale des argilites du mur, qui n'a pas été retrouvé ailleurs.

L'échantillon AL 17-33 présente une texture litée, un peu cataclásée. Le fond est formé de carbonates, d'échardes parallèles d'un verre brun à peine translucide, de chlorite et de quartz, dans lesquels la séricite dessine un réseau anastomosé.

D / La "frailesca"

La frailesca se rencontre du jour jusqu'au quatorzième niveau avec plusieurs faciès distincts. Le puits S. Teodoro, entièrement bétonné depuis quelques années, paraît avoir été foncé dans cette roche jusqu'à mi-niveau entre le neuvième et le dixième niveau, ainsi que le puits S. Aquilino que j'ai pu explorer du jour au sixième niveau. Bien que le contraire ait quelquefois été affirmé, en particulier au vu du plan du cinquième niveau, elle ne se rencontre qu'au toit du gisement. En revanche, des lambeaux isolés de quelques mètres de long, entraînés dans des failles, ont été trouvés jusqu'au quatorzième niveau.

Le faciès banal se rencontre dans les premiers niveaux. Il comporte, dans une matrice gris clair, des fragments de schistes et de roches volcaniques généralement blanchies. Elle a souvent un débit en écailles, dû à la stratification des éléments plats. Dans la galerie de S. Aquilino du cinquième niveau, et vers le bas, se rencontre un deuxième faciès avec une matrice plus sombre. Dans le premier niveau, certaines galeries de recherche au Nord, sont creusées dans une frailesca, teinte en jaune par de la limonite apparue depuis l'ouverture des galeries et qui traduit donc une richesse originelle en pyrite. Les relations latérales entre ces différents faciès, de même celles avec les roches volcaniques du toit n'ont pu être observées nulle part, et on ne peut donc dire quel est l'ordre de superposition.

La texture de l'échantillon [67] (Pl. 5, fig. 5) est pyroclastique, légèrement foliaire. Le ciment est formé de phyllites et de carbonates. Les fragments lithiques, anguleux, sont formés de grès et de quartzites (*), contenant quelquefois de la pyrite, de schistes, de laves vitreuses vacuolaires, peu ou pas dévitrifiées, à vésicules remplies de silice. Les fragments minéraux (quartz ou feldspaths) sont localement corrodés par les carbonates. Les fissures sont cicatrisées par des carbonates.

(*) Ces roches ont la même apparence qu'en bancs et montrent donc, s'il en était besoin, que la quartzification est diagénétique et non métamorphique.

La frailesca est la roche la plus imperméable de la mine : les galeries qui y sont tracées sont parfaitement sèches, sauf exceptionnellement au voisinage de quelques failles. L'abondance du ciment et la grande compacité de la roche, peu diaclasée, en sont la raison. La frailesca est stérile dans l'ensemble, bien qu'occasionnellement on puisse y trouver de fines inclusions de cinabre, non liées à des fissures. La pyrite est fréquente, sans être abondante, sauf initialement dans la frailesca limonitisée. Au cinquième niveau, j'ai pu observer une fissure ouverte, de 1 mm, cimentée par du quartz et contenant de la pyrite, du cinabre et des gouttelettes de mercure, mais de telles observations sont très rares. Au premier niveau, au Nord de S. Teodoro, il y a une zone où la frailesca est parcourue par un réseau dense de fractures, cimentées par du cinabre formant ainsi un stockwerk. Mais ces minéralisations restent exceptionnelles.

Quelques observations sédimentologiques ont pu être faites. Des granoclassements et des surfaces d'arrêt de sédimentation ont été notés en deux secteurs privilégiés, situés l'un à la recette du premier niveau de S. Aquilino, l'autre dans la galerie de S. Aquilino du cinquième niveau. La dimension des enclaves lithiques diminue du haut en bas : elles atteignent et dépassent 5 cm au premier niveau (galeries en cul de sac du premier niveau au Nord de S. Teodoro) alors qu'au cinquième niveau, elles n'atteignent que 0,5 cm. Il n'est toutefois pas possible de suivre les variations dans un même lit, mais cette polarité indique que vraisemblablement le centre d'éruption se trouvait dans la partie aujourd'hui érodée. Le dépôt sédimentaire ne fait donc aucun doute. Les fragments lithiques se sont déposés dans une boue, dont la nature, détritique ou cinéritique n'a pu être déterminée. Il ne semble pas que ces dépôts aient été remaniés par des coulées de boue, comme la surcharge en fragments de roche peut en déclencher. La frailesca a donc une origine mixte (*). Le facteur important dans la formation d'une telle roche est la richesse en fluides des laves comme l'indiquent l'abondance des carbonates et les vacuoles des fragments de laves vitreuses qu'elle contient. La présence, en plus de ces derniers, de fragments de schistes et quartzites, montre que l'explosion est partie de plus bas que la coulée sous-marine de laves. Elle n'est pas le résultat du contact de la lave avec l'eau de mer. Dans ce dernier cas l'eau aurait été l'unique fluide, or nous avons vu que le CO_2 est très abondant.

La forme de la masse de frailesca est l'objet d'un débat. La cartographie présentée en annexe semble indiquer clairement qu'il s'agit d'une lentille interstratifiée. Dans des rapports internes, non publiés mais résumés dans l'opuscule "Almadén" (Anonyme, 1970), I. Quintero a défendu au contraire l'idée d'une cheminée volcanique, puis l'a étendue à toutes les autres mines. La liaison spatiale entre la frailesca et la minéralisation en mercure demande que le doute soit levé : l'issue est d'importance pour la prospection.

Voyons d'abord les arguments sur lesquels est basée l'hypothèse de la cheminée volcanique : - l'existence de la frailesca au Sud, c'est-à-dire au mur, du quartzite du criadero dans les niveaux superficiels de la mine ; - la nature pyroclastique de la frailesca ; - la continuité supposée entre la frailesca de la mine et l'affleurement de la vieille route de Chillón ; - l'existence, démontrée par la prospection électromagnétique, d'une structure allongée, joignant les deux affleurements mentionnés (et d'une autre structure allongée à Las Cuevas).

Les grandes failles de cisaillement se seraient produites ultérieurement, grâce aux discontinuités que ces cheminées volcaniques avaient créées dans les horizons rigides du Quartzite du criadero et auraient servi de canaux d'ascensions aux fluides épi et téléthermaux.

A ce schéma, on peut opposer un faisceau d'arguments cohérents, d'ordre :

- sédimentologique : les granoclassements et stratifications observables, en particulier sur une grande étendue au premier niveau, sont incompatibles avec un remplissage de cheminée volcanique.
- cartographique : la carte détaillée de surface (fig. 48) montre qu'entre les deux affleurements en question on trouve de nombreux affleurements de la série stratigraphique normale, confirmant l'existence de deux niveaux pyroclastiques indépendants.

(*) On trouvera une fine argumentation, pétrographique et logique, dans A. Almela et T. Febrel (1960).

- volcanologique : si on imagine les terrains replacés à l'horizontale dans la position occupée avant le plissement, la cheminée ferait un angle avec la verticale de l'ordre de 60°, ce qui est improbable.

Les deux affleurements apparaissent sur les flancs opposés d'un vallon (de la Fuente Vieja) et on pourrait donc s'attendre à en retrouver d'autres sur les flancs externes des deux crêtes enserrant le vallon, or il n'en est rien.

Enfin la cheminée, si cheminée il y a, ne saurait avoir une section aussi vaste que la lentille de frailesca décrite (*). Les travaux miniers (**) entrepris aux niveaux 5, 7 et 9 depuis 1968 à l'Ouest du puits S. Aquilino, ont montré qu'au Sud de la frailesca, on trouvait toujours le quartzite. Dans cette partie de la mine, la fracturation est beaucoup plus accentuée et les contacts stratigraphiques ont été marqués tectoniquement. Bien que les conditions d'observation ne soient donc pas très favorables, il est évident que ces travaux n'ont pas traversé une éventuelle cheminée. Il en est de même au premier niveau, où la galerie du Castillo recoupe au Sud de la frailesca des quartzites qui n'ont toutefois pas été poursuivis vers l'Ouest. La cheminée aurait donc une section nettement inférieure au plan diamétral de la lentille. Il resterait donc à expliquer cette intumescence sur une partie de son parcours.

Ces remarques montrent qu'une masse de frailesca en forme de lentille interstratifiée correspond bien mieux à toutes ces observations qu'une cheminée. Il en est de même des autres sites où I. Quintero admet des cheminées, une demi-douzaine, et où le seul argument est donné par la présence de frailesca. Au surplus, on remarquera que la seule cheminée rencontrée sur le terrain n'est pas signalée dans ce catalogue, et qu'elle n'est pas accompagnée d'une minéralisation de mercure exprimée (***). On peut enfin remarquer que l'apparition locale de la frailesca au Sud du Quartzite du criadero est due à l'angle aigu que fait la faille de S. Teodoro avec la stratification, les deux étant verticales.

c - GÉOCHIMIE

Les roches basiques des mines (groupe VM, formé des sous-groupes AL et NC, Almadén et Nueva Concepción) ont des compositions très différentes des roches habituelles et même des roches recueillies en surface dans la région d'Almadén. Leurs points figuratifs sont évidemment dispersés dans la plupart des diagrammes par la perte au feu, importante et variable, mais ils se placent toujours à une extrémité du nuage des échantillons V. La comparaison des groupes V et VM (tableau 25) fait apparaître des différences significatives, surtout si on supprime la perte au feu (partie droite du tableau) :

- les éléments des minéraux ferro-magnésiens (Fe, Mg, Ti et dans une certaine mesure Ca) et de l'anorthite (Ca et Al, en partie) sont enrichis dans les roches VM,

- SiO_2 et Na_2O diminuent en conséquence.

- le jeu des alcalins est plus complexe en fait, comme le montrent les chiffres suivants :

	$\text{Na}_2\text{O} \%$	$\text{K}_2\text{O} \%$	Na / K	K / Na	n
V	2,14	0,63	0,34	-	117
VM	0,28	1,12	-	0,40	12

(*) On pourrait en effet envisager une erreur d'appréciation : la cartographie minière attribuée à la frailesca une forme de lentille, sans que les limites de celle-ci soient connues en un grand nombre de points. Le toit de la frailesca en particulier n'a pas été observé avec certitude. De là il n'y a donc qu'un pas à franchir pour penser que l'on se trouve en présence d'une tranche transversale de cheminée volcanique.

(**) Ces travaux n'ont pu être cartographiés à temps et ne figurent donc pas dans les planches en annexe.

(***) La cheminée de l'Ar. del Colmenar (Almadenejos) (fig. 68) est en revanche minéralisée en Pb.

	Valeurs brutes				Valeurs corrigées de la P. F.			
	AL	NC	VM	V	AL	NC	VM	V
SiO ₂	36,02 %	31,34 %	32,90 %	41,66 %	45,49 %	38,17 %	40,53 %	46,25 %
Al ₂ O ₃	12,17	12,52	12,40	13,54	15,37	15,25	15,28	15,03
Fe ₂ O ₃	12,42	14,96	14,11	11,91	15,69	18,22	17,38	13,22
MnO	0,19	0,27	0,25	0,19	0,24	0,30	0,31	0,21
MgO	6,90	8,66	8,07	7,85	8,71	10,55	9,94	8,71
CaO	7,83	10,04	9,31	8,68	9,89	12,23	11,47	9,63
Na ₂ O	0,17	0,33	0,28	2,14	0,21	0,40	0,34	2,38
K ₂ O	1,18	1,09	1,12	0,63	1,49	1,33	1,38	0,70
TiO ₂	2,29	2,92	2,71	2,57	2,89	3,54	3,34	2,85
P. F.	20,36	17,42	18,39	10,19	-	-	-	-
Total	99,53 %	99,55 %	99,54 %	99,36 %	99,98 %	99,99 %	99,97 %	99,98 %
n	4	8	12	117	4	8	12	117

Tableau 25 - Analyses des roches basiques interstratifiées des mines d'Almadén et de la Nueva Concepcion (AL et NC) ; moyenne de ces analyses (VM) et comparaison avec les roches de la surface (V). Valeurs brutes et valeurs recalculées à 100 après suppression de la P. F.

	NC	VM	Va	Vb
SiO ₂	31,34 %	32,90 %	32,41 %	36,14 %
Al ₂ O ₃	12,52	12,40	11,97	11,95
Fe ₂ O ₃	14,96	14,11	13,49	12,85
MnO	0,27	0,25	0,26	0,21
MgO	8,66	8,07	8,73	9,42
CaO	10,04	9,31	11,95	10,55
Na ₂ O	0,33	0,28	0,79	1,32
K ₂ O	1,09	1,12	0,61	0,56
TiO ₂	2,92	2,71	2,93	2,76
P. F.	17,42	18,39	16,62	13,89
Total	99,55 %	99,54 %	99,76 %	99,65 %
n	8	12	17	40

Tableau 26 - Analyses des roches basiques interstratifiées de la Nueva Concepcion (NC) et de l'ensemble des mines (VM). Comparaison avec des roches de la surface.

Compte-tenu du caractère groupé des roches VM par rapport aux roches V, il est plus judicieux de faire porter la comparaison uniquement sur les roches V voisines chimiquement des VM. Ainsi, on a sélectionné, en s'inspirant du diagramme de Jung (fig. 59) les roches répondant aux conditions successives :

$$V_a : \text{SiO}_2 < 37 \% \text{ et } R > 70$$

$$V_b : \text{SiO}_2 < 41 \% \text{ et } R > 72$$

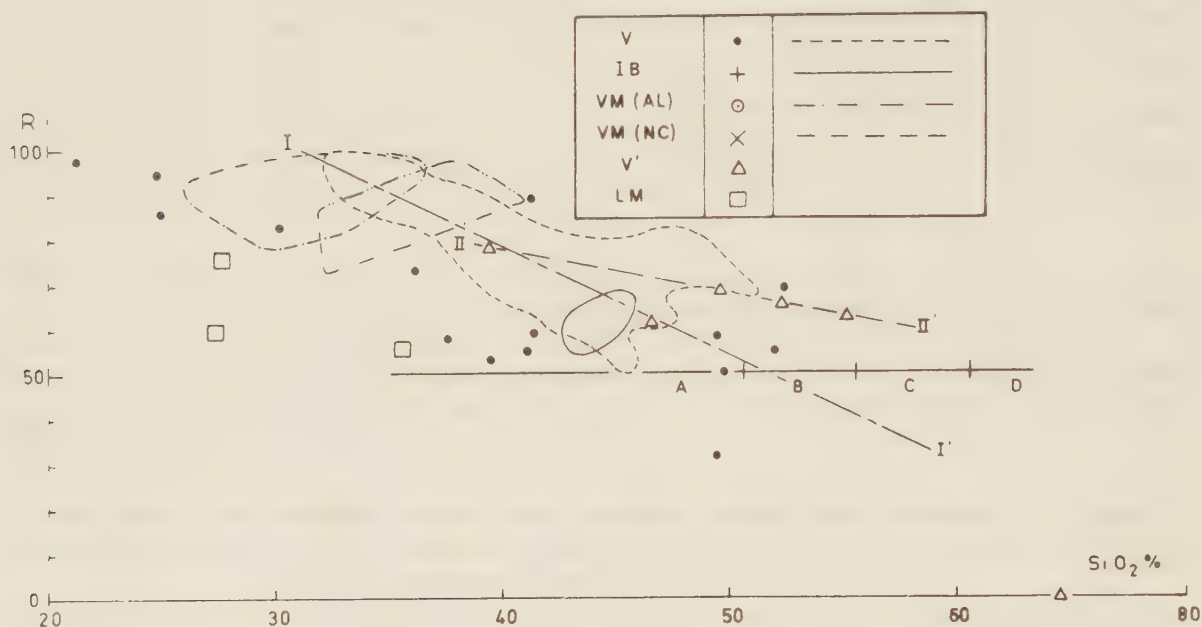


Figure 59 - Diagramme de Jung des roches basiques interstratifiées des mines - $R = 100 \text{ CaO} / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - et comparaison avec les roches voisines.
V : roches basiques interstratifiées du jour ; IB : dolérites intrusives ; VM : roches basiques interstratifiées des mines (AL : Almadén ; NC : Nueva Concepcion) ;
V' : roches volcaniques "incertae sedis" ; LM : "lamprophyres" de la mine.

Le premier critère isole les roches voisines de celles de la Nueva Concepcion, le deuxième de celles voisines de l'ensemble VM (tableau 26). En fait, seul le groupe V se montre intéressant : on est frappé par l'analogie des analyses chimiques, sauf en ce qui concerne les alcalins^a et dans une moindre mesure le Ca. La différence de comportement des alcalins dans les deux groupes est donc bien intrinsèque et caractéristique des roches VM. Le diagramme Al, Na, K (fig. 60) souligne bien ce jeu : les points figuratifs VM sont rejetés dans le domaine des minéraux potassiques.

Plusieurs phénomènes pourraient être rendus responsables de ces différences :

- un magma particulier. On pense alors aux weilburgites des gisements de fer de Lahn-Dill. Les différences chimiques sont cependant telles, que cette explication ne peut être retenue.
- l'altération météorique. La série V a été recueillie en surface, avec toutes les précautions voulues, mais il est certain que l'altération météorique s'exerce au-delà du premier mètre facilement accessible. La deuxième série a été prélevée à des profondeurs de 120 m (NC) ou 450 m (AL), donc manifestement hors d'atteinte de celle-ci.
- la position à l'intérieur d'un cycle magmatique. Les échantillons VM ont été prélevés à la base du cycle éruptif silurien ; les échantillons V à tous les niveaux des trois cycles, sans que l'on puisse affirmer que les débuts de cycle soient bien représentés. Les différences observées pourraient donc correspondre à une évolution plus ou moins avancée dans un cycle.

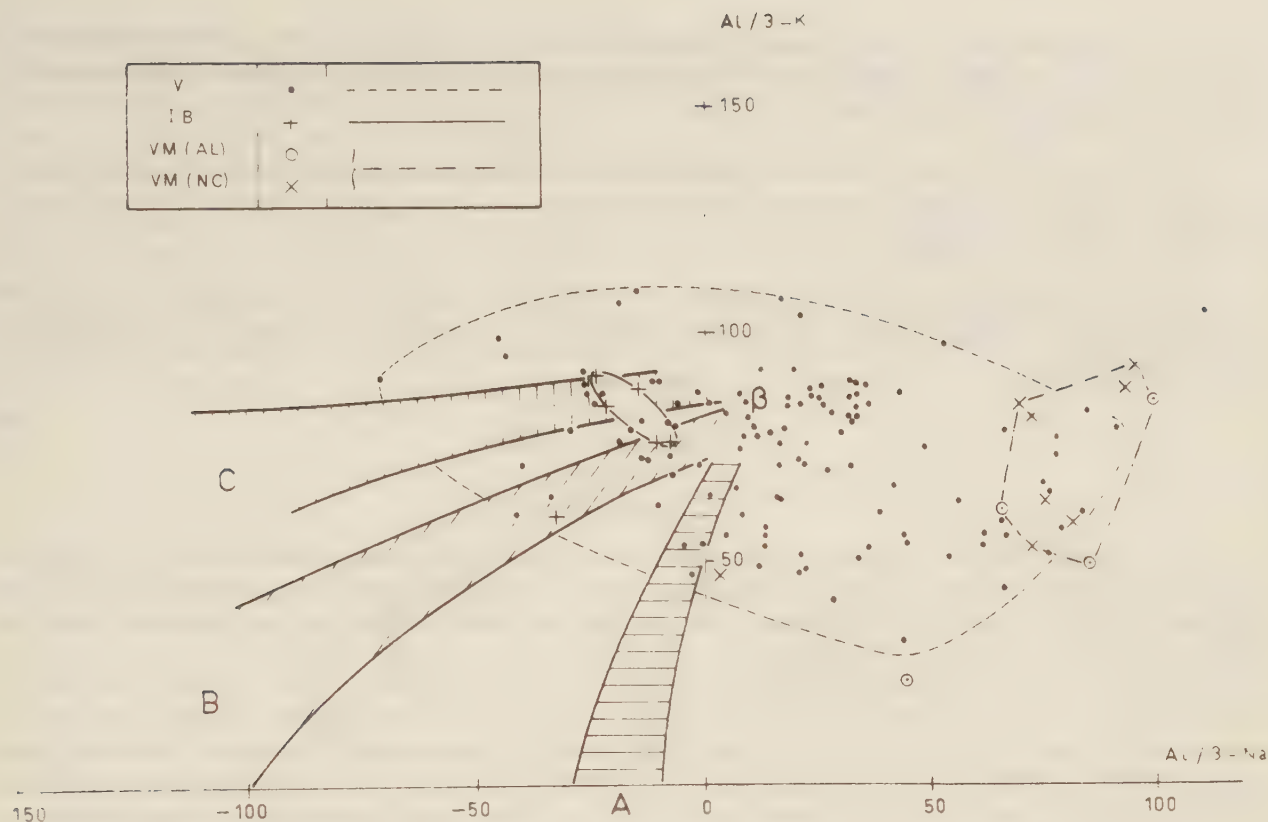


Figure 60 - Diagramme Al, Na, K des roches basiques interstratifiées de la mine et comparaison avec les roches voisines. V : roches basiques interstratifiées du jour ; IB : dolérites intrusives. Pour la compréhension générale du diagramme, se reporter à la figure 23 c.

- une altération hydrothermale. En l'occurrence, il s'agirait d'une séricitisation. Le voisinage du quartzite poreux faciliterait une telle altération, pas nécessairement liée à une minéralisation.

En attendant que puissent être analysés des échantillons provenant de sondages, l'interprétation reste superficielle. Le caractère plus basique des roches VM résulte d'une tendance picritique perceptible au microscope par l'enrichissement en augite de certains échantillons. Ces caractères sont plus accentués dans les roches de la Nueva Concepción, que dans celles d'Almadén.

Le jeu des alcalins se comprend par référence à la synthèse des cycles du Na et du K proposée par G. Millot (1964). Ils sont parallèles dans les processus profonds, mais divergent dans les phénomènes superficiels, le premier restant en solution, le deuxième se fixant dans les phyllosilicates. L'inversion du rapport Na/K dans les roches VM traduit vraisemblablement un lessivage du Na et la valeur absolue plus élevée du K un apport qui a dû avoir lieu très tôt. En effet, la séricite imprègne la masse de la roche et plus rarement remplace les feldspaths, sans jamais remplir de fissures. La source du K la plus immédiate serait la destruction de l'illite des quartzites, en cours de diagenèse. Lors de leur séricitisation, les plagioclases verraient alors leur Ca émigrer en partie et surtout se carbonater, le Na se lessiver et enfin Al constituer la kaolinite. L'altération météorique n'intervient donc pas.

3 LES LAMPROPHYRES (Pl. 5, fig. 6)

Ce sont les roches les plus négligeables sans doute quant à leur volume, mais les plus énigmatiques de la mine d'Almadén. Elles sont connues depuis longtemps (Lújan, 1850 ; Hernandez Sampelayo, 1926 a) sous le terme

de "pórfido" et figurent dans mainte ancienne projection des travaux. Il est vraisemblable que d'autres districts contiennent des roches analogues, mais compte tenu de la difficulté de leur étude, on comprend qu'elles aient été relativement négligées jusqu'à présent.

Trois échantillons provenant de trois filons différents ont été recueillis au même niveau de la mine, puis analysés. Leur identité d'apparence correspond aussi à une similarité minéralogique et chimique et on peut donc les considérer comme cogénétiques.

D'autres échantillons ont également été prélevés dans la mine, dans les parties minéralisées, comme dans les parties stériles, et analysés quant à leur teneur en mercure. Cette question sera examinée au chapitre "Géochimie du mercure".

a - ÉTUDE STRUCTURALE

A / Les contacts

Les filons de lamprophyre montrent sur leur bordure une légère zonalité, due au refroidissement ou à un écoulement laminaire de l'intrusion. Des coins de quartzite ont été détachés et englobés dans l'intrusion (fig. 61). Les puissances des bancs individuels et leur distance par rapport au banc repère du grès noir, permettent de rétablir la place de ces coins avant l'ouverture des fractures et l'intrusion. Pour un banc donné, on constate que la minéralisation présente la même intensité, qu'il se trouve en enclave isolée dans le filon ou qu'il constitue l'encaissant de ce dernier. On en déduit d'une part que l'intrusion a à peine déplacé ces coins, qu'elle était donc lente (ce qui est également démontré par sa lamination), mais surtout qu'elle est postérieure à la minéralisation. Dans plusieurs cas, mais ce n'est pas une observation systématique, on remarque que les filons sont entourés, dans le quartzite, d'une bordure blanche de quelques centimètres, où il n'y a pas de cinabre. L'étude microscopique montre une analogie frappante entre ces bordures blanches et les résidus de l'usine de distillation. Dans les deux cas, on retrouve de minuscules inclusions de cinabre dans des fissures cicatrisées traversant les grains de quartz et quelquefois entre cœur et couronne d'accroissement diagénétiques. Cette observation montre que les bordures blanches sont dues à une cuisson et confirme l'antériorité de la minéralisation par rapport aux lamprophyres. Enfin elle est conforme à d'autres observations (faites en particulier dans des couches de charbon) soulignant la faible influence thermique qu'exerce un filon intrusif sur son encaissant.

B / Dimensions et distribution

La puissance de ces filons est généralement de quelques décimètres. Exceptionnellement, elle atteint 1,60 m au quatorzième niveau, au Nord du puits S. Teodoro. Les deux grandes dimensions sont plus difficiles à saisir. L'extension verticale est de quelques centaines de mètres au moins : la coupe donnée par P. Hernandez Sampelayo

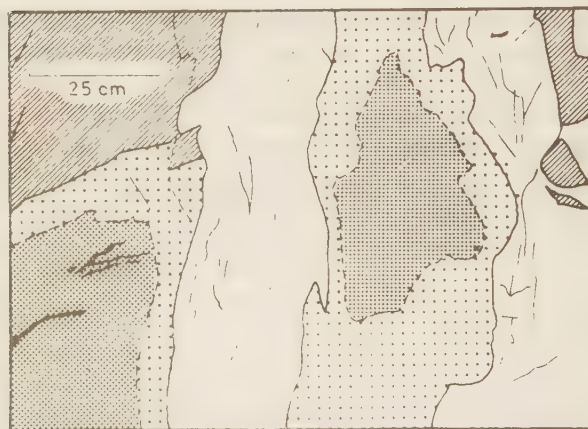


Figure 61 - Phénomène de grillage, par les "lamprophyres".

En hachures : grès noir; pointillé espacé : quartzite non minéralisé ; pointillé serré : quartzite minéralisé ; en blanc : "lamprophyre" ; en noir épais : trainées et interlits schisteux.

(1926 a) représente un filon sur une dénivellation de 80 m et d'autre part, j'ai trouvé ces roches à tous les niveaux, y compris le premier. L'extension horizontale ne peut être appréciée que dans les travaux miniers. Un même filon n'a jamais pu y être suivi au-delà de quelques dizaines de mètres par suite des décalages tectoniques. Les lamprophyres ont été rencontrés dans les parties minéralisées de la mine, comme dans les parties stériles, tant à l'Est qu'à l'Ouest. Ceci montre l'indépendance des deux phénomènes.

Les orientations des lamprophyres du niveau 14 ont été reportées dans la figure 62 c. Ces filons ont une direction moyenne d'environ N 10° E, pratiquement confondue avec celle du système conjugué des grands décrochements régionaux, traduit par le deuxième maximum de la figure 38. Ce système conjugué n'est pas en général accompagné de déplacements importants et n'apparaît pas pour cette raison dans la figure 36. La représentation des dispositions de tous les lamprophyres visibles dans la mine est beaucoup plus complexe. Elle n'a pas été reproduite ici, car les mesures en double, prises sur le même filon à des étages différents, n'ont pas pu être éliminées.

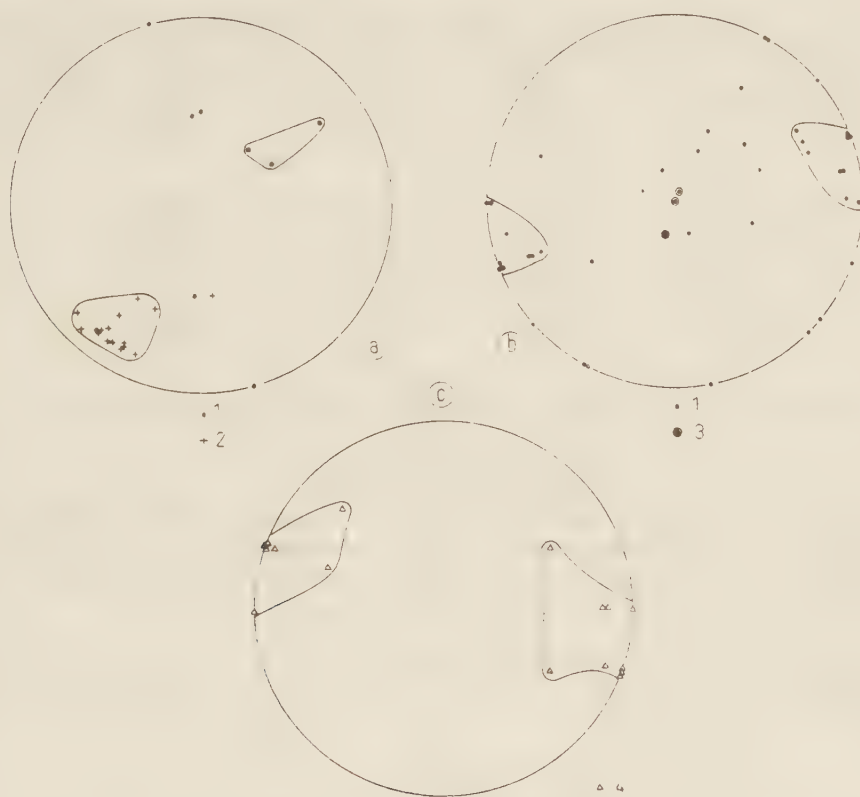


Figure 62 - Quelques éléments tectoniques observés dans la galerie du Chorillo (a) et le quatorzième niveau de la mine d'Almadén (b et c).
1 : faille ; 2 : stratification ; 3 : axe de pli ; 4 : filon de "lamprophyre".

C / Accidents postérieurs

Les filons sont fréquemment interrompus et décalés latéralement par des déplacements appartenant à une ultime compression E-W, qui ont suivi les interlits schisteux. La composante horizontale de ces mouvements (la seule que l'on puisse observer) dépasse rarement un mètre.

Des fissures parallèles aux bords montrent l'existence de mouvements tardifs, parallèles à ceux qui ont ouvert les caisses filoniennes. Des filonnets de barytine, de dolomite ou de quartz, quelquefois géodiques, cimentent ces fissures. Ils contiennent fréquemment du cinabre et du mercure métallique, ce dernier provenant sans doute d'un grillage du cinabre de l'encaissant.

b - MINÉRALOGIE

Plusieurs approches ont été suivies (en dehors de la microscopie) pour dresser la liste des minéraux présents et connaître leurs teneurs : diffractométrie du brut et des fractions séparées, analyses thermodifférentielle (ATD) et thermopondérale (ATP). Ces deux dernières en vue de la reconstitution d'un "mode l.s.".

A / Diffractométrie

La diffractométrie d'échantillons bruts a montré la présence de mica, kaolinite, quartz (sauf pour EG 424), apatite et dolomite. L'échantillon brut a alors été fractionné pour isoler les minéraux banals, par une séparation au bromoforme ($d = 2,88$) et les lourds, à leur tour, ont été traités au superpaner (coupure à $d = 3$ environ) et chaque fraction a été analysée (tableau 27). Il n'a pas été possible de pousser la détermination du "mica" par suite de l'élargissement des raies, dû soit à une granulométrie très fine ou plus vraisemblablement à un début de destruction du réseau. Les raies à $4,98 \text{ \AA}$ montrent qu'il ne s'agit pas d'une biotite, mais ne permettent pas d'en dire plus.

	[423]	[424]	[425]
Très lourds $d > 3$	Pyrite Apatite	Pyrite Apatite	Pyrite Apatite
Lourds $2,88 < d < 3$	Dolomite Ankérite	Dolomite Ankérite	Dolomite Ankérite
et	Kaolinite	Kaolinite	Kaolinite
légers $2,88 < d$	Mica Quartz	Mica Quartz	Mica Quartz

Tableau 27 - Diffractométrie des différentes fractions des lamprophyres.

B / Analyse thermopondérale (*)

Les trois échantillons ont des comportements voisins à l'A.T.P. L'enregistrement montre l'existence de deux réactions de décomposition importantes vers 520° et 720°C , entraînant des pertes de poids situées entre 3 et 10 %. Une autre réaction de décomposition, moins importante, a été trouvée vers 360°C pour les échantillons [424] et [425] et pour [425] une dernière réaction vers 80°C .

Les pertes de poids totales observées jusqu'à 1040°C sont les suivantes (accompagnées entre parenthèses des P.F. déterminées lors de l'analyse chimique).

[423]	13,66 %	(16,98 %)
[424]	15,98 %	(18,97 %)
[425]	19,77 %	(23,56 %)

C / Analyse thermodifférentielle (*)

L'analyse microthermodifférentielle a confirmé les réactions mentionnées plus haut, a montré leur caractère endothermique et a précisé leur température d'apparition. Elle montre en outre une réaction vers 440°C , sans perte de poids, qui est donc une recristallisation.

Les deux réactions à pertes de poids importantes sont endothermiques et correspondent sans doute aux carbonates. Les rapports des deux variations de poids changent d'un échantillon à l'autre. On en conclut qu'il y a deux carbonates distincts (ou du moins un carbonate de composition largement variable avec l'échantillon) et qu'il ne

(*) Analyste : M. Ammou Chokroum (E.N.S.G., mai 1970), que je remercie de son amicale aide.

s'agit pas d'un carbonate subissant deux réactions successives. La présence de substitutions isomorphiques et la granulométrie entraînent des variations importantes des températures de réaction (Mackenzie, 1957). Le fer en particulier abaisse nettement la température de réaction. On ne peut donc pas identifier ces deux carbonates.

La variation enregistrée pour l'échantillon [425] à 80°C n'a pas été retrouvée : il s'agit vraisemblablement de mercure dont une grande partie existerait à l'état métallique. Il y a là un problème méthodologique important pour la mercurimétrie sur roches et sols : le comportement du mercure au cours de la préparation de l'échantillon est fonction de sa liaison chimique, mais n'a guère été étudié encore.

La réaction isobarique et exothermique à 440° n'a pas été expliquée.

c - GÉOCHIMIE

Les analyses chimiques de ces roches, présentées dans le tableau 28, appellent quelques commentaires. Bien que la teneur en SiO_2 soit faible, le calcul comme la diffractométrie montrent l'existence d'un peu de silice libre, vraisemblablement d'origine secondaire. Comparativement à SiO_2 , Al_2O_3 est abondant, puisqu'il est lié à la kaolinite et au mica.

	[423]	[424]	[425]
SiO_2	35,65 %	27,45 %	27,79 %
Al_2O_3	19,18	21,16	15,70
Fe_2O_3	1,34	2,78	2,52
FeO	9,33	7,15	10,15
MnO	0,11	0,19	0,18
MgO	3,48	4,45	5,05
CaO	3,97	7,15	7,37
Na_2O	0,18	0,27	0,15
K_2O	3,00	4,58	2,22
TiO_2	5,21	4,84	3,76
P_2O_5	1,14	1,27	0,95
P.F.	16,98	18,97	23,56
Total	99,57 %	100,26 %	99,40 %

Tableau 28 - Analyses chimiques de lamprophyres
Laboratoire de Chimie C. R. P. G.
(Analyste : F. Reithler, mars 1967).

La roche est essentiellement potassique et le mica est le seul porteur possible du K . La rareté du Na pourrait être primaire, mais a pu être accentuée par un départ, lors de l'altération. Le fer est abondant par rapport au Mg et bivalent. Il est donc fixé sous forme de sulfure, et surtout de carbonate. Aucun minéral de titane n'a été observé, et les teneurs de cet élément sont donc surprenantes. En revanche, la teneur élevée en P_2O_5 correspond à la présence d'apatite, courante dans les lamprophyres.

La P.F. est essentiellement due au CO_2 , comme le montre son analyse (tableau 29).

	[423]	[424]	[425]
Eléments constituant la P.F.			
CO ₂	11,92 %	13,52 %	17,22 %
H ₂ O totale	4,71	4,32	4,65
SO ₂	0,34	2,55	1,83
Cl	tr.	tr.	0,01
F (x 22/38)	0,09	0,05	0,15
Hg	-	0,01	1,45
somme a	17,06 %	20,35 %	25,31 %
Eléments à retrancher			
Oxydation du Fe ²⁺	1,04	0,79	1,13
somme b	1,04 %	0,79 %	1,13 %
Perte au feu théorique = a - b	16,02 %	19,51 %	24,18 %
Perte au feu déterminée	16,98 %	18,97 %	23,56 %

Tableau 29 - Analyse de la perte au feu des "lamprophyres".

Dans l'ensemble, on note des différences sensibles entre les trois roches qui ne permettent pas de regrouper entre elles. Cette diversité est fréquente dans les lamprophyres.

d - PÉTROGRAPHIE

A / Description

Les lamprophyres présentent une teinte claire, gris beige, plus ou moins brunâtre et un grain très fin. Des vésicules parsèment parfois les parties centrales des filons.

Au microscope, l'échantillon AL 17-42 [425] présente une texture planaire (fluidale), soulignée par l'allongement et l'alignement des vésicules. La carbonatation et la phyllitisation sont générales. Dans le fond de la roche, on note des phyllites, de deux types, de biréfringence 1 et 12 à 13 /1000.

Les carbonates sont microcristallins, xénomorphes et teintés de brun clair. Enfin, on observe un verre, en grains presque opaques (20 à 50 µ), de petits nids de pyrite et rarement du cinabre.

On observe également des vésicules plus ou moins abondants, formés d'un carbonate limpide, ayant quelquefois du cinabre au cœur.

On note enfin de rares filonnets plissotés en serpentins, qui font supposer que l'altération de la roche a été accompagnée d'une importante réduction de puissance.

B / Reconstitution normative de la roche actuelle

Les calculs habituels de normes ne s'appliquent pas ici, aussi faut-il tout d'abord former les minéraux stoechiométriques identifiés précédemment (pyrite, cinabre et apatite). Les éléments restants sont ensuite partagés entre les minéraux ayant des compositions plus variables. On aboutit ainsi au tableau 30. Les analyses thermopondérale et thermodifférentielle avaient été entreprises pour doser quelques minéraux, mais n'ont été d'aucun

Minéral	[423]	[424]	[425]
Carbonates			
CO ₃ Mg	7 %	9 %	10 %
CO ₃ Ca	5	9	11
CO ₃ Fe	15	9	15
CO ₃ Mn	0,2	0,3	0,3
CO ₂ en excédent	0,4	1	1
Pyrite	0,2	2,4	1,3
Cinabre	-	t	1,7
Apatite	2,7	3,4	2
Kaolinite et mica	52	59	42
Silice libre	13	2	9
Fe ₂ O ₃	1,3	3	3
TiO ₂	5,2	5	4
Totaux	102,0 %	103,1 %	100,3 %

Tableau 30 - Tentative de reconstitution normative de la composition actuelle des lamprophyres d'Almadén.

secours. Cette démarche reste cependant empreinte d'incertitude, par suite du manque de précisions sur la composition des carbonates et surtout sur celle du mica, et à cause de la présence de verre.

e - GÉOCHRONOLOGIE

Les "lamprophyres" d'Almadén étant très altérés, seule une analyse sur roche totale pouvait avoir un sens. D'autre part, le rapport Rb total / Sr total est trop défavorable pour une datation en Rb / Sr et seule une détermination par la méthode K / A a été faite (Leutwein, Saupé, Sonet et Bouyx, 1970). Les résultats sont :

Echantillon	Age
[423]	298 ⁺ 5 MA
[424]	301
[425]	305

soit en moyenne 301 ⁺ 5 MA.

Cet âge est identique, aux erreurs de mesure près, à celui de la granodiorite de Fontanosas et on peut donc s'interroger sur sa signification. Il peut indiquer l'âge de la mise en place ou celui du dernier phénomène géologique enregistré par la roche.

f - TERMINOLOGIE

La conjecture du matériel initial et de la genèse de ces roches est rendue difficile par l'absence de xénolithes et de cristaux fantômes, par l'intense altération, accompagnée sans doute d'un important départ de matière, comme semble l'indiquer la compaction des filonnets transversaux.

L'abondance d'apatite, dans une certaine mesure celle de K, puisqu'elle peut être fallacieuse, l'altération intense et le mode de gisement, m'ont fait classer ces roches parmi les lamprophyres, à défaut d'une affiliation plus évidente à un autre groupe.

Le caractère basique (richesse en FeO et TiO_2), l'absence de minéraux fantômes et la présence de verre militaient, d'après Gapeeva (in Cogné, 1962), en faveur d'un matériel basique, différencié, injecté directement depuis une grande profondeur. Cette injection s'est produite lors de la phase de détente qui a également vu l'intrusion des roches acides. Ainsi se trouvent expliqués à la fois les affinités basiques de ces lamprophyres et leur âge, voisin de celui des granitoïdes. La carbonatation des lamprophyres n'a rien de surprenant dans un environnement riche en CO_2 , comme nous avons eu l'occasion de le constater.

4 ALTÉRATION HYDROTHERMALE

La paragenèse de basse température des roches VM est identique à celle décrite à propos des roches de la surface : chlorite, séricite, silice, oxydes de Fe et carbonates. La distinction entre les réactions deutériques mentionnées précédemment et d'éventuelles altérations tardives n'a donc pu être faite.

Il ne semble pas y avoir de silicification, ni de carbonatation spécifiques. La première ne peut être invoquée, puisque le ciment du quartzite est dû à une recristallisation diagénétique. En revanche, on observe des fissures cimentées par du quartz, rares dans les quartzites, plus fréquentes dans les laves. Les teneurs en SiO_2 des roches VM restent basses et il serait plus exact de parler de déstabilisation de silicates libérant du quartz, qui peut alors s'exprimer.

La séricite est le minéral d'altération le plus fréquemment observé au voisinage des gîtes métallifères (Schwartz, 1955). A Almadén, la séricite est connue depuis longtemps dans le quartzite. Elle a été interprétée comme contemporaine de la minéralisation en mercure, considérée comme épigénétique (Beck, 1909 ; Van der Veen, 1924). D'autres auteurs l'ont considérée comme antérieure et indépendante de la minéralisation, qui l'aurait en partie remplacée, de même que le quartz (Ransome, 1921 ; Raynaud, 1941). Cette séricite forme des amas dans les espaces libres entre les grains de quartz et constitue un ciment, analogue à celui que l'on observe loin de toute minéralisation dans le Quartzite du criadero.

Elle est distincte des grandes paillettes d'illite détritique, mais ne relève pas nécessairement d'un phénomène hydrothermal. En revanche, les laves ont, comme nous l'avons vu, des teneurs plus élevées en K au voisinage de la minéralisation et de la séricite exprimée, ce qu'avait déjà remarqué Van der Veen (1924). La teneur de 1,1% de K_2O correspondrait à 9% de séricite si tout le K était concentré dans ce minéral. D'autre part, la séricitisation s'accompagne généralement d'un départ en Na (Lindgren, 1933). L'inversion du rôle des alcalins répond donc bien à une séricitisation.

Cette dernière, contrairement aux autres néoformations, semble strictement limitée au voisinage des quartzites. La porosité de ces derniers a toutefois dû faciliter la circulation des solutions, comme l'indique la valeur particulièrement élevée de la P.F. des roches volcaniques de la mine. La polarité de l'altération, qui est plus forte au toit, est une présomption en faveur de son développement avant le plissement, mais une sélectivité particulière du niveau en question n'est pas à rejeter. Seule une comparaison avec des roches prélevées au voisinage des quartzites, mais loin de toute minéralisation permettrait de trancher le débat.

5 TECTONIQUE

La faible extension horizontale des niveaux supérieurs de la mine, jointe à la mauvaise accessibilité, complique leur étude. Il est toutefois clair que la structure subit des changements, du jour jusqu'aux niveaux actuel-

lement exploités, dans le sens d'une simplification. Ces variations peuvent être suivies sur les plans géologiques de la mine donnés en annexe. Elles sont dues à deux causes :

- la différence de profondeur : on se rappelle en effet que l'étude de deux corps intrusifs acides avait permis de conclure à la réalisation précoce d'une surface topographique voisine de l'actuelle. Ceci implique que la région ne s'est jamais trouvée à une grande profondeur. Une différence d'altitude de quelques centaines de mètres est évidemment plus sensible près de la surface qu'à quelques kilomètres de profondeur.

- la présence de l'imposante lentille, ou plutôt demi-lentille de frailesca. Autant par ses dimensions (plusieurs centaines de mètres pour une épaisseur maximale dépassant 60 m) que par sa tenacité, elle constitue une hétérogénéité autour de laquelle les couches ont eu tendance à se mouler.

La mine d'Almadén se trouve entre le brachysynclinal de Chillón et l'anticlinal de l'Alcudia et le quartzite porteur de la minéralisation a une disposition générale peu variable, avec une direction N 70° W et un pendage < 0° N. La description se fera donc essentiellement en termes de tectonique cassante.

a - GÉOMÉTRIE DES FAILLES

Plusieurs systèmes peuvent être reconnus :

A / Failles directionnelles

Ces failles sont difficilement observables, car elles disparaissent au fur et à mesure de l'exploitation minière. Elles ont bien été observées dans la galerie du Chorillo (fig. 9 et 62). Deux beaux exemples ont été rencontrés au quatorzième niveau, au Nord de S. Aquilino et à la jonction de la galerie générale, avec la fausse galerie générale (fig. 63). Ces failles sont généralement inverses et ont donc été formées par compression.

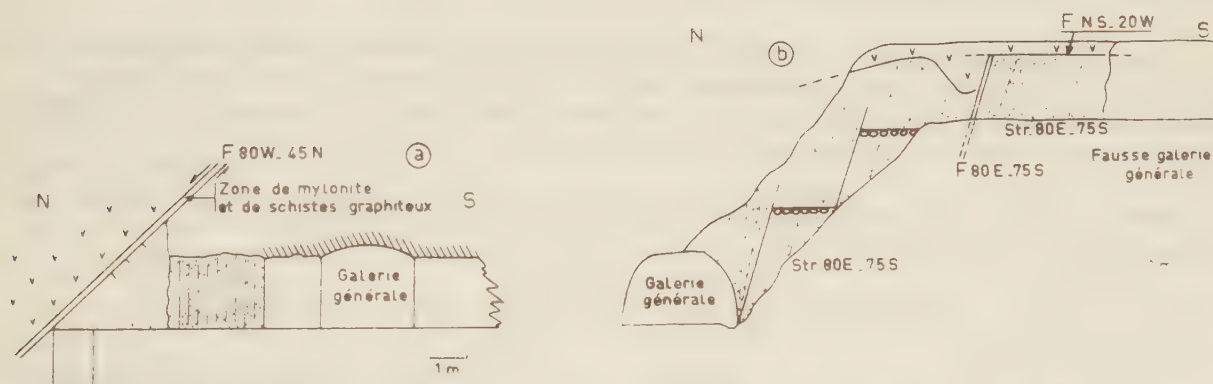


Figure 63 - Observations tectoniques de détail.

a - Coupe dans la partie nord du travers-bancs reliant le puits S. Aquilino à la galerie générale. Au Nord des parties maçonnées apparaît un quartzite noir en bancs de 5 à 10 cm avec une stratification interne bien visible. Les bancs sont intensément diaclasés selon un plan de fracture vertical et perpendiculaire à la stratification. Ces diaclases sont remplies de cristaux de dolomite, barytine et de cinabre et de kaolinite formant une pâte blanche. La faille a d'abord dû jouer en sens inverse puisque les formations volcaniques du toit viennent au-dessus du quartzite, puis dans le sens normal comme l'indiquent les crochons.

b - Coupe dans la descenderie reliant la fausse galerie générale à la galerie générale (partie ouest du niveau). Cette descenderie a permis de constater l'existence d'une faille quasi horizontale qui semble recouper et déplacer une faille verticale. Cette faille et la différence de côte explique l'apparent manque de concordance entre les plans géologiques des deux galeries qui apparaît sur le plan du quatorzième niveau (planche V hors-texte).

B / Failles obliques

La faille de "S. Aquilino" a été observée du douzième niveau vers le bas avec un rejet croissant, qui atteint de l'ordre de 10 m au dix-septième niveau. Sa direction est environ 45° E et elle est verticale.

La faille "occidentale" a un rejet beaucoup plus grand et d'importants crochons, à axe vertical, ont été rencontrés à son voisinage, depuis le douzième niveau vers le bas. La minéralisation se montre indépendante de ces crochons : à certains niveaux, ces derniers sont minéralisés, voire richement, à d'autres, ils sont pratiquement stériles.

C / Failles de décrochement

C'est le seul véritable système, bien visible par exemple sur le plan géologique du niveau 14. Le mouvement est généralement dextre, comme pour toutes les failles du même système observées en surface. Le mouvement des décrochements fait apparaître une particularité, qui avait échappé au jour : le mouvement dextre a été suivi d'un mouvement de retour, senestre, de plus faible rejet, et correspondant à une détente élastique. Dans les niveaux 12 et 17, cela se traduit par l'accentuation du bombement résultant de l'existence de deux failles perpendiculaires : la faille de S. Aquilino et le décrochement situé à l'Est de celle-ci, et en général par la forme en tilde ($\sim$) que prennent souvent les bancs. Aux niveaux 4 et 5 en revanche, la faillesca semble avoir empêché la répartition des contraintes et les a concentrées sur la faille de S. Teodoro, aboutissant ainsi à la structure si caractéristique de ces étages, avec deux crochons, un petit, au voisinage immédiat de la faille, un autre, beaucoup plus grand, à l'Est du premier, ouvert par les travaux miniers. Ce mouvement senestre a pu se traduire enfin par les déplacements des bancs parallèlement à la stratification que l'on observe souvent. Les interlits argileux ont constitué des surfaces de rupture et des couches-savon idéales. Les discontinuités des filons de lamprophyres montrent que ces déplacements ont été faibles, de l'ordre du mètre. Une certaine périodicité apparaît dans l'espacement des failles et en première approximation, on voit une relation simple entre l'espacement des failles et la longueur du rejet si l'on compare avec la surface, où ces deux paramètres sont plus grands que dans la mine.

L'interprétation donnée ci-dessus, de la différence du rejet selon la profondeur, lors du mouvement en retour, implique un plus grand espacement de la fracturation dans la faillesca. La contrainte se concentre ainsi sur un seul plan, d'où un rejet plus grand. Cela correspond à une donnée d'observation : les failles sont plus rares dans la faillesca, ce qui confirme son comportement de "corps étranger".

L'étude tectonique en surface permet de dire que les décrochements sont postérieurs aux autres failles, mais aucune intersection n'est observable en mine.

b - REMPLISSAGE DES FAILLES

Les failles observées sont en général à bords francs et jointifs, ce qui n'est pas surprenant compte-tenu de la profondeur. Dans le cas le plus fréquent, il n'y a aucun remplissage de faille. Dans la partie orientale du quatorzième niveau, on observe cependant quelques failles remplies sur une épaisseur de l'ordre du mètre par des schistes graphiteux, facilement injectés par suite de leur plasticité. Des lambeaux de quelques mètres de faillesca sont pris dans ces remplissages et témoignent de la résistance de cette roche. Les décrochements sont accompagnés d'un système conjugué de failles, orientées approximativement $N 10^{\circ} E$, ayant constitué des canaux d'ascension pour la plupart des lamprophyres, qui ont donc dû se mettre en place lors d'une période de détente. Celle-ci se place vraisemblablement à la fin du mouvement dextre, avant le mouvement en retour.

Aucune des failles de la mine ne s'est révélée minéralisée en cinabre, à l'exception des fractures à l'intérieur des lamprophyres qui le sont très faiblement. Même les minéraux des gangues n'y sont pas abondants. La postériorité des filons de lamprophyre par rapport à la minéralisation étant bien établie, il s'agit d'une remobilisation locale. Seuls des coins de quartzite minéralisé, entraînés dans les failles ("dragore") ont quelquefois été remarqués.

La densité des failles dans la mine n'est pas supérieure à celle observée en surface. Enfin à quelques centaines de mètres à l'Ouest de la mine passe un des grands décrochements régionaux, mais la minéralisation disparaît dans cette direction. Rien ne permet donc de conclure à une liaison positive de la minéralisation avec la tectonique.

B – MINÉRAIS ET GANGUES

1 LES FACIÈS DU CINABRE ET DE LA PYRITE

Ces deux minéraux se présentent avec des faciès très variés, dont certains sont macroscopiques et d'autres microscopiques. Ainsi, le cinabre apparaît dans le quartzite :

- en masses pratiquement pures,
- dans les fissures de la roche (Pl. VII, fig. 3),
- en cristaux automorphes dans des cavités (Pl. VII, fig. 2),
- en sphérules dans des cavités (Pl. VII, fig. 1),
- entre les grains du quartzite,
- en inclusions dans les fissures cicatrisées traversant ces grains (Pl. VII, fig. 4).
- en inclusions entre le cœur et l'auréole d'accroissement diagénétique de ces grains (Pl. VII, fig. 6). De nombreuses observations analogues, faites sur d'autres sulfures, sont citées par G. C. Amstutz et L. Bubenicek (1967).
- en concentration sélective autour des minéraux lourds du quartzite,
- entre les framboïdes des cœurs en "Rogenpyrit" des cristaux de pyrite (Pl. VIII, fig. 4).

On le rencontre également dans les filons de "lamprophyres" :

- en fissures,
- en grains isolés,
- au cœur des nodules de carbonates.

La pyrite se présente essentiellement de cinq manières différentes, mais reste très nettement subordonnée au cinabre en quantité :

- en lits discontinus, parallèles à la stratification, qu'elle soit normale ou entrecroisée,
- en nodules,
- en couronne autour de nodules dolomitiques,
- en cristaux dans des filons de quartz,
- en cristaux dans des filonnets de carbonate.

Les trois premiers faciès sont précoces et ont déjà été décrits (Maucher et Saupé, 1967 ; Arnold, Maucher et Saupé, 1973). Ils apparaissent dans quelques niveaux stratigraphiques bien déterminés (fig. 48).

2 OBSERVATIONS MACROSCOPIQUES

a - LE MERCURE MÉTALLIQUE

Il est fréquent d'observer des gouttelettes (*) de mercure métallique sur les quartzites, bien que les flaques en soient moins nombreuses qu'autrefois : vers 1960, il était encore possible de voir des creux contenant de l'or-

(*) Un poids de 2300 kg de mercure se serait écoulé par un trou de mine à Almadenejos (Calderón Arana, 1910).

dre d'un mètre cube de mercure (communication orale de M. G. Strauss). Des poches de Hg sont crevées de temps à autre lors de l'exploitation. D'autre part, le mercure continue à descendre par gravité : si l'on nettoie un parement de galerie rocheux, couvert de fines gouttelettes, de nouvelles réapparaissent en quelques heures. Du fait de sa mobilité, il est difficile de dire quelle est la proportion, dans le minerai, du métal libre et de celui qui est sulfuré. Cette mobilité interdit bien sûr tout raisonnement thermodynamique basé sur un équilibre Hg/HgS. Leur rapport peut être estimé à 1 : 100. C'est évidemment le mercure métallique qui est responsable des vapeurs mercurielles hautement toxiques, d'autant que l'équilibre liquide-vapeur est rapidement atteint.

L'origine du mercure métallique n'est pas clairement établie, mais il est généralement admis qu'il serait d'origine secondaire, comme sa présence dans les niveaux d'exploitation semble l'indiquer. Bien que la sublimation ait souvent été invoquée pour la genèse des gîtes de mercure (par exemple Ezquerria del Bayo, 1838), peu d'auteurs admettent une origine primaire : du fait de sa tension élevée, le mercure pourrait s'échapper des solutions hydrothermales pour A. A. Saukov (1946) et précipiter dans des endroits favorables sous forme sulfurée ou élémentaire. Pour des raisons géologiques, certaines poches de mercure natif du Promezhutochnoe Pole du Khafdarkan (Ferghana, U.R.S.S.) ont été interprétées comme primaires. Le rapport des réserves (mercure natif / cinabre = 1/4), l'absence de fantômes de cinabre, la position dans un piège au-dessus d'une grande masse de cinabre et enfin la dispersion très fine du mercure dans les schistes carburés (le mercure secondaire remplirait plutôt des poches et des fissures) en sont la preuve pour V. P. Fedorchuk (1958). D'après ces critères, le mercure natif d'Almadén peut être considéré comme secondaire.

Un autre facteur semble avoir été négligé jusqu'à présent : la présence de matières organiques. Dans d'autres gîtes (x) sans matière organique, et alors généralement sans pyrite, je n'ai pu observer de mercure métallique. Une observation faite à Almadén corrobore cette remarque : la masse S. Pedro, dont le quartzite est plus pauvre en matière organique que celui des deux autres masses, est également plus pauvre en mercure liquide.

b - LE CINABRE (xx)

A / Minerai massif

En section dressée, le minerai massif révèle des structures d'apparence sédimentaire : marques de pression (Pl. VI, fig. 4) et stratifications, conservées (Pl. VI, fig. 1) ou plissotées (Pl. VI, fig. 6). De telles figures ne sont pas rares dans les minerais, puisque l'on en connaît dans la pyrite de Lousal (Strauss, 1965) ou la stibine du Gerei (Angermeier, 1964), mais c'est la première observation dans le cas du cinabre. Elles fournissent un argument pour la présence précoce du cinabre, argument dont la validité sera examinée dans le paragraphe suivant.

B / Sphérules de cinabre

Ces formes sphériques ou botryoïdales sont très rares (Pl. VII, fig. 1). Dans l'exemplaire décrit, une cinquantaine de sphérules dont les diamètres varient de 1 à 3 mm, tapissent une paroi de fissure ouverte. La cassure conchoïdale ne laisse apparaître aucune structure interne et montre un grain très fin et régulier. Elles sont légèrement postérieures au revêtement dolomitique de la fissure, et sont saupoudrées à leur surface de cubes de pyrite de quelques dixièmes de millimètre ou recouvertes d'une deuxième génération de dolomite.

c - LA PYRITE

Les nodules de pyrite ont déjà été décrits au début de ce chapitre à propos de figures sédimentaires, à cause de leur liaison avec les ripple-marks. On a pu observer une figure de glissement du lit de pyrite terminant le quartzite inférieur (Pl. VIII, fig. 3).

(x) A Caunedo (Pola de Somiedo, Oviedo) par exemple.

(xx) On trouve dans l'ancienne littérature une classification des minerais de mercure uniquement basée sur la teneur ou la granulométrie (métal, china, solera, tercero ou bacisco). Elle n'a eu d'importance que pour l'utilisation optimale des fours Bustamante qu'il convenait de charger d'une certaine manière.

d - LES MINÉRAUX SECONDAIRES

La bilinite ($\text{Fe}^{++}\text{Fe}^{+++}(\text{SO}_4)_{44} \cdot 22 \text{H}_2\text{O}$) a été rencontrée en efflorescence sur les nodules de pyrite, où elle forme des cheveux d'un gris clair verdâtre. Des stalactites de calcite subactuelles poussent dans les vieux travaux à partir des maçonneries. L'hexahydrate ($\text{MgSO}_4 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$) se forme en efflorescence sur les roches volcaniques du toit, alors que des cristaux de gypse ont été trouvés dans des galeries anciennes.

e - LES MINÉRAUX DOUTEUX

Un certain nombre de minéraux ont été cités à Almadén, sans que j'aie pu les retrouver :

- Guadalcazarite (Fernandez Navarro, 1904).
- Calomel, dans les niveaux supérieurs (Klemm, 1861).
- Natrolite ou pectolite (Van der Veen, 1924).
- Chabasite et aragonite (x), souvent cités dans la littérature, ont été mentionnés par H. Pohlig (1890), mais leur détermination a été reniée par le même auteur (1892). R.W. Van der Veen (1924) précise qu'il n'a pas rencontré de chabasite.

Métacinabre cité occasionnellement à propos d'Almadén, peut-être par confusion avec Almadenejos, où ce minéral est mentionné par S. Calderon Arana (1910) (xx).

MICROSCOPIE DES MINÉRAIS

La paragenèse est très réduite comme on sait, le cinabre constituant le seul minéral abondant. La pyrite reste subordonnée et concentrée très localement. Les autres minerais sont extrêmement rares.

a - LE CINABRE

Un certain nombre de remarques concernant les minerais plus pauvres ont été faites au cours de l'étude pétrographique (début de ce chapitre). Les figures de sédimentation et de déformation ont été étudiées sur des échantillons non prélevés en place et provenant de parties de la mine actuellement épuisées et inaccessibles. Ni leur orientation, ni leur continuité latérale n'ont donc pu être notées.

A / Figures de sédimentation

Dans un échantillon de minerai riche, on observe au microscope une stratification soulignée par des lits ondulants formés de lamelles noires (carbone amorphe) et de phyllites (Pl. VI. fig. 5). Le cinabre constitue des lits rythmiques de grains alternativement plus gros et plus fins.

La granulométrie primitive a été effacée par les efforts tectoniques et la recristallisation partielle qui les suivis. Cette dernière, prise ici dans son acception métallurgique, est établie par la rareté des extinctions ondulantes (en dépit d'une forme allongée des grains, parallèlement à la stratification, forme non conditionnée par la morphologie du cinabre et qui traduit donc une recristallisation sous pression) et l'alternance entre lits à fines inclusions (phyllites essentiellement) et lits purs (Pl. VI. fig. 3). Dans ces derniers, les grains, non gênés par des corps étrangers, lors de la recristallisation, ont atteint des dimensions plus importantes. Localement, il semble possible de reconnaître des stratifications entrecroisées (Pl. VI. fig. 1) et peut-être des granoclasements. Des

(x) Les cristaux de chabasite auraient eu 1 cm, ceux d'aragonite 1,5 cm d'après cet auteur.

(xx) Note ajoutée après achèvement du manuscrit : le métacinabre vient d'être établi de manière indubitable. Des sulfures noirs, associés à de la dolomite, ont été rencontrés en fissure dans le niveau S. Pedro au dix-neuvième niveau entre le travers-banc central et la faille S. Miguel, par F. Gozalo Vaquero. La détermination visuelle, vérifiée par diffractométrie (C.R.P.G.), montre qu'il s'agit bien de métacinabre.

grains de quartz, fortement corrodés par le cinabre, constituent une phase quantitativement subordonnée (Pl. VI, fig. 2). Cet exemple permet de répondre à une question qui ne manquera pas d'être posée : "figures primaires ou remplacements" ?

Les critères sédimentologiques en grand (continuité latérale) font défaut, avons-nous vu. Au microscope, on observe que les grains de cinabre ne miment pas les grains de quartz, leurs contours sont différents de ceux qu'ont habituellement ces derniers dans le quartzite stérile, enfin ils sont plus petits. Les grains de quartz sont corrodés par plusieurs grains de cinabre à la fois et on ne peut donc parler d'un remplacement grain par grain. S'il y a indéniablement substitution (on ne peut d'ailleurs chiffrer son importance) on ne peut pas affirmer que le cinabre ait épigénisé des figures sédimentaires primaires de grains du quartzite. La substitution n'a eu qu'une importance limitée.

Le changement des dimensions se répète plusieurs fois dans la même section, il ne s'agit donc pas non plus d'un laminage. En effet, lorsque ce dernier se produit, la taille des grains diminue quand on s'éloigne des fissures, mais des deux côtés de celles-ci.

B / Figures de déformation tectonique

Dans certains cas, les stratifications observées dans le cinabre sont plissotées (Pl. VI, fig. 4 et 6). Il ne s'agit pas de figures de glissements précoces (Slumping) comme celles décrites dans le cas de la pyrite, mais de déformations tectoniques, signalées pour la première fois dans le cas du cinabre. En effet, on observe des figures analogues au "Bleichschweif" (cristaux de galène laminés ; Ramdohr, 1955). Les cristaux de cinabre sont allongés, parallèlement à l'ancienne stratification et montrent des macles polysynthétiques (de translation ?). Le cinabre est donc antérieur au moins à la dernière déformation tectonique. Les échantillons n'ayant pas été prélevés en place, il n'est pas possible d'attribuer leurs déformations à l'un des quelques mouvements dénombrés.

Les plages de cinabre massif sont formées de cristaux xénomorphes en texture mosaïque. Il ne semble donc pas qu'ils aient cristallisé à partir de métacinabre.

C / Le cinabre des fractures

Les grains de quartz des quartzites faiblement minéralisés comportent des inclusions de cinabre (Pl. VII, fig. 4 et 5). Celles-ci sont souvent disposées dans des plans qui traversent plusieurs grains et sont donc postérieurs à la quartzification. En section polie, par suite de la transparence du quartz, on remarque que souvent ces plans s'organisent en systèmes parallèles. Il s'agit de diaclases qui ont été si bien cicatrisées, qu'elles ne sont plus visibles dans le quartz et que seules les inclusions permettent de reconnaître. La distribution géométrique de ces plans n'a pas été étudiée. Des gouttelettes de mercure se rencontrent parfois dans ces fractures, mais sont beaucoup plus rares que les inclusions de cinabre.

Les fractures plus importantes (elles dépassent rarement une longueur de quelques centimètres) dessinent un réseau (stockwerk) ou traversent la roche perpendiculairement à la stratification, quand elles sont encore plus grosses (Pl. VII, fig. 3). Dans ce dernier cas, la dolomite est souvent présente, au milieu des fissures, ou en remplissage alternant avec du cinabre. La séricite a été notée au milieu de veinules de cinabre, mais il s'agit de séricite résiduelle, restée après le remplacement du quartz.

Ces formes correspondent à une mise en place indubitablement épigénétique, mais ne préjugent en aucun cas d'une arrivée tardive du stock métal.

b - LA PYRITE

Les connaissances déjà acquises (Maucher et Saupé, 1967 ; Arnold, Maucher et Saupé, 1973) peuvent se résumer ainsi :

- les cristaux de pyrite sont constitués d'un coeur macromosaïque entouré d'une auréole de croissance automorphe. Les framboïdes du coeur montrent souvent une orientation mutuelle, ce qui est inhabituel dans le "Rogenpyrit". L'établissement d'une telle structure a certainement été facilité par les tailles voisines des différentes framboïdes.
- les auréoles de croissance présentent plusieurs types texturaux (zonaire, fibreuse, sectorielle), mais les relations chronologiques entre ces trois textures n'ont pu être dégagées.
- une oxydation épitaxique (Arnold, 1969) de surface polie montre que ni les coeurs, ni les auréoles n'ont subi la moindre cataclase à aucun moment de leur histoire.
- des grains de pyrrhotite et de cinabre apparaissent entre les framboïdes du noyau, ou à l'interface noyau - auréole (Pl. VIII, fig. 4).

Ces observations permettent de dire que le cinabre a été présent avant la croissance des écorces de pyrite. Ce cinabre n'a pas pu être introduit postérieurement puisqu'aucune preuve de fracturation de la pyrite n'a été rencontrée.

Depuis, d'autres observations ont pu être faites sur ce matériel. La première concerne le remplacement du quartz par la pyrite (Pl. VIII, fig. 1) qui le pénètre en dessinant des flammèches plus ou moins parallèles. De tels dessins peuvent s'expliquer par l'histoire tectonique des grains de quartz. Ceux-ci ont pu être affectés dans la roche primitive de fractures grossièrement parallèles, puis ces dernières cicatrisées par un quartz de désordre élevé, riche en ions étrangers au réseau, tels que Al (Poty, 1967). Or les réseaux en désordre ont des solubilités plus grandes, ce qui favorise des remplacements sélectifs. Puis après destruction de cette roche, le quartz aurait eu l'histoire sédimentaire que l'on sait, et enfin se serait trouvé partie constituante du quartzite. Lors du développement de la pyrite, celle-ci a alors pénétré le long de ces zones plus solubles.

Une alternative à cette explication découlerait d'une remarque faite sur les auréoles de pyrite : la pyrite a tendance à se développer selon ses propres directions minéralogiques privilégiées. Les quartz auraient donc pu être traversés par des fibres grossièrement parallèles. En fait l'observation de ces flammèches semble montrer qu'il s'agit de feuillets gauchis, plutôt que de fibres, et elles sont donc dues à une préparation tectonique du quartz.

On remarque aussi que dans un secteur d'observation donné, les cristaux de pyrite ont des dimensions voisines, ce qui tendrait à montrer qu'ils ont poussé simultanément, et que les conditions physico-chimiques étaient constantes à travers le secteur. Inversement, la taille est fonction des conditions locales. Ainsi, un petit nodule de pyrite prélevé dans la partie sommitale, richement minéralisée, du niveau S. Pedro est révélateur à ce sujet. On constate en effet qu'il est formé de deux zones concentriques : - un coeur, formé de cristaux très petits, de dimensions très voisines ($a \sim 30 \mu$) ; - une couronne, de cristaux plus grands, également de dimensions très voisines ($a \sim 100 \mu$).

On remarque que les minéraux interstitiels sont des phyllites dans le premier cas, du quartz dans le deuxième. La moindre perméabilité des premières a laissé subsister un grand nombre de germes, qui ont faiblement poussé à cause d'un nourrissage rendu difficile par la perméabilité réduite. Dans le quartz en revanche, un nombre restreint de cristaux s'est développé, mais ceux-ci ont atteint une plus grande taille. La pyrite a donc mimé un nodule argileux préalable.

Les cristaux de pyrite automorphes recoupent les grains de quartz (coeur et auréole), sans développement de fantômes de pression. Le remplacement du quartz par la pyrite s'est donc fait de manière isovolumique après la quartzification. On peut donc se demander, compte-tenu de l'absence de cataclase, si l'achèvement de la croissance de la pyrite n'est pas tardif. Son faciès est cependant analogue à celui des pyrites diagénétiques (Amstutz et Ligasacchi, 1958 ; Sunagawa, 1965). Les cubes de pyrite des argilites ont subi des rotations, dont les traces s'observent aisément. Enfin dans le gisement du Rammelsberg, fortement tectonisé lui aussi, la pyrite est le seul minéral à ne pas avoir recristallisé (Ramdohr, 1953). Il est donc plausible d'admettre que la pyrite a achevé sa cristallisation, dès après la quartzification, en tout cas avant les

premières manifestations tectoniques, par disparition de certaines "Rosenpyrite", au bénéfice d'autres. Une telle réaction, sans apport extérieur explique l'absence de phénomènes de pression au voisinage des cubes de pyrite. La silice rendue disponible par le remplacement a pu alors contribuer à l'achèvement de la quartzification, de manière négligeable il est vrai.

c - LES AUTRES SULFURES

La chalcoppyrite, la galène et la blende sont nettement plus rares que la pyrite et n'ont été observées qu'en section polie. On les rencontre dans les interstices séparant les grains de pyrite et ils n'ont pas de développement automorphe. Leurs dimensions ne dépassent pas la dizaine de μ .

La pyrrhotite hexagonale n'apparaît qu'au cœur des grains de pyrite. Cette position, ainsi que son absence dans des structures ouvertes, montre qu'elle ne s'est pas formée par réduction de la pyrite et départ du S (Arnold, Maucher and Saupé, 1973). Bien que la pyrrhotite soit encore souvent considérée comme de haute température, des néoformations indubitables dans des conditions normales sont connues (Tamayo, 1955). Des relations épitaxiales avec la pyrite semblent exister : quand il y a plusieurs plages de pyrrhotite, on observe en général une extinction simultanée.

La marcasite enfin a été rencontrée, mais uniquement en fissures ; elle est donc postérieure. L'oxydation épitaxiale de la pyrite a montré que celle-ci n'a pu se former à partir de marcasite.

4 OBSERVATIONS MINÉRALOGIQUES

Les minéraux sont envisagés ici en dehors de leur contexte pétrographique. Il ne sera donc pas question des constituants normaux des roches ignées ou sédimentaires, ni des minéraux lourds de ces dernières. En revanche, seront décrits les caractères des minéraux des gîtes, essentiellement des sulfures et de leurs gangues.

a - LE CINABRE

La plupart des musées minéralogiques possèdent des cristaux de cinabre provenant d'Almadén (Pl. VII, fig. 2). Leur automorphie montre qu'ils ont poussé dans des cavités. Le cinabre, s'il n'atteint pas la richesse en faces de la calcite, en présente cependant un nombre considérable. V. Goldschmidt (1909 / 1923) dénombre vingt-cinq formes principales et quatre-vingt-treize formes rares ou incertaines. Parmi les quatre-vingt-treize figures compilées par cet auteur, neuf représentent des cristaux provenant d'Almadén et vingt-six des cristaux d'origine incertaine, provenant peut-être de cette mine.

Sans que l'étude de la morphologie cristalline ait été poussée très loin, quelques observations méritent d'être consignées :

- trente quatre des trente cinq cristaux, provenant de façon certaine ou possible d'Almadén, comportent la base $\{0001\}$, or elle n'a été observée sur aucun des cristaux que j'ai pu collecter en 1966 au dix-septième niveau, soit à 450 m de profondeur. Il y a là une dépendance de l'habitus en fonction de la profondeur. En remontant aux sources de la compilation de V. Goldschmidt (1909 / 1923), on peut conjecturer la profondeur maximum d'où ont été extraits les cristaux correspondants. Parmi les cristaux provenant indubitablement d'Almadén, la dernière description en date est de 1856 (Dufrénoy, 1856), les avant-dernières de quelques années auparavant (Schabus, 1851). Or d'après C. de Prado (1855), on préparait à ce moment le huitième niveau, situé à 234 m de profondeur et les cristaux décrits provenaient certainement des niveaux en exploitation, donc moins profonds. Les cristaux de provenance incertaine ne changent pas cette conclusion : le dernier a été décrit en 1882 (Mügge), et les autres en 1871 (Schabus).

A titre de rappel, voici des mesures obtenues par décrépitation (de Croizant, 1965) :

quartzite	330°C
barytine	110°C
cinabre	80°C

L'emploi des températures de décrépitation seules est sans intérêt. La différence entre cette température et celle de l'homogénéisation, qui correspond à la formation du cristal, varie largement, pour une espèce minérale donnée, en fonction de la nature du fluide des inclusions.

2 - ISOTOPES DU SOUFRE (★)

Des déterminations isotopiques ont été faites sur le soufre des pyrites d'Almadén. Ces mesures sont bien suffisantes car elles ne concernent qu'un seul minéral, un nombre d'échantillons restreint (cinq échantillons avec une moyenne de trois analyses, soit quatorze analyses en tout) et il n'a pas été possible, lors du prélèvement par fraise, de séparer ni les coeurs des Rogenpyrit des écorces de croissances, ni les différents types d'écorces. La figure 67 montre que les rapports sont relativement dispersés (de 21,87 à 23,07). La pyrite des cristaux en lits (échantillons 4, 5 et 6) montre une faible dispersion, aux alentours de 22,60, celle d'un nodule (échantillon 2) une dispersion importante, centrée autour d'une valeur voisine. On peut en tirer les conclusions suivantes :

- le nodule est le résultat d'une réorganisation diagénétique "in situ" qui a provoqué une dispersion des rapports isotopiques. Celle-ci se fait dans un milieu que l'on peut considérer comme fermé (Hartmann et Nielsen, 1969) puisque l'enfouissement empêche une diffusion rapide du S, quel que soit son support.
- l'ensemble de la pyrite n'a donc pas subi une recristallisation importante, qui n'aurait pas manqué de provoquer une réhomogénéisation isotopique.
- les cristaux en lits n'ont pas subi de réorganisation diagénétique et par conséquent le rapport initial peut être considéré comme voisin de 22,60 (fig. 67). Cette conservation des structures précoces avait déjà été notée au cours de l'étude microscopique (Arnold, Marcher et Sappé, 1973).

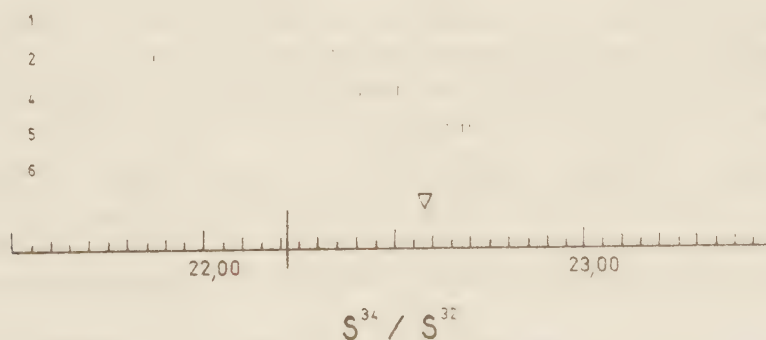


Figure 67 - Détermination des rapports isotopiques S^{34} / S^{32} dans quelques échantillons de pyrite d'Almadén. ▽ moyenne de toutes les mesures.

(★) Analystes : M. Arnold et R. Hillebrand (C. R. P. G., septembre 1972).

Le rapport initial supposé peut être comparé aux valeurs moyennes pour les sulfures sédimentaires et les sulfates évaporitiques du Silurien et de l'Ordovicien donnés par la compilation de J. Pilot et al. (1972) :

	<u>sulfures</u>	<u>sulfates</u>
Silurien	22,56	22,75
Ordovicien	22,46	22,80

Il y a un bon accord avec le rapport des sulfures sédimentaires du Silurien. L'étude isotopique du S confirme donc en tout point l'analyse microscopique de la pyrite d'Almadén.

F – CONCLUSIONS

La mine d'Almadén est située dans le Quartzite du criadero, constitué de deux niveaux quartzitiques, séparés et encadrés par des argilites. Cette roche est très vraisemblablement du Llandovery inférieur ou moyen. Une très mince et unique coulée basaltique constitue le mur du niveau inférieur dans l'ensemble du gisement. Plus rarement, ont été observées des coulées à l'intérieur des quartzites, mais elles ne sont pas accompagnées de minéralisation. En revanche, une importante suite de coulées et de sills, de basaltes et de dolérites, est interstratifiée dans les sédiments du toit. Ces roches volcaniques présentent, vis-à-vis de celles étudiées à la surface, une différence importante : la richesse en K, exprimée sous forme de séricite. Aucune explication définitive ne peut être donnée, pour l'instant, de cette inversion du rapport K/Na. Une volumineuse formation pyroclastique (la "frailasca") constituée par une demi-lentille (la section maximum correspond approximativement à la surface topographique) se rencontre immédiatement au toit du gisement dans les niveaux supérieurs, mais disparaît à la hauteur du neuvième niveau environ. L'ensemble de cette série est redressé à la verticale et a été découpé par une succession de failles et de pli-failles généralement verticaux et par des failles directionnelles en général peu inclinées sur l'horizontale. Aucune de ces failles n'est minéralisée, et on peut donc rejeter l'idée d'une liaison positive de la minéralisation et de la tectonique. La famille de failles verticales orientées N 10° E a servi de canaux d'ascension à des roches claires très altérées, provisoirement rattachées aux lamprophyres, et qui sont postérieures à la minéralisation.

L'exploitation porte sur trois lentilles minéralisées en cinabre, situées dans le Quartzite du criadero : le niveau inférieur de quartzite en contient une, le niveau supérieur deux, mais localement ce dernier présente deux passées supplémentaires de cinabre non économiques. Les autres roches de la mine ne contiennent des grains de cinabre que de manière isolée, et on voit généralement qu'il est le fruit d'une remobilisation.

La paragenèse minérale est pauvre : en dehors du cinabre et de deux minéraux subordonnés, le mercure métallique et la pyrite, on ne rencontre que des traces de pyrrhotite, de chalcopyrite, de galène et de blende. La marcasite n'a été rencontrée que dans les filonnets sécants. Il n'y a pas de minéraux des gangues à proprement parler, mais on connaît des filonnets sécants à dolomite et barytine, accompagnés de cinabre.

Le minerai du niveau inférieur est dans l'ensemble constitué par une imprégnation (*) en masse, celui du niveau supérieur est à la fois en imprégnation et en stockwerks. En dehors de ces deux faciès, le cinabre se présente encore sous bien d'autres, dont on en retiendra trois, importants pour la compréhension de la formation du gisement, puisqu'ils démontrent une arrivée précoce du mercure : - le cinabre massif, formant des figures sédimentaires ; - le cinabre enfermé entre coeur et auréoles d'accroissement des grains de quartz, ou entre coeur en "Roggenpyrit" et écorce des cristaux de pyrite.

(*) Ce terme est utilisé dans un sens descriptif et sans implication chronologique.

La congruence entre minéralisation et roche support existe en grand, mais ne peut être retrouvée au niveau de l'échantillon. La recherche d'un linéament, auquel serait lié Almadén, n'a pas abouti pour l'instant.

En résumé, si l'on peut concentrer en un seul mot l'ensemble de ces observations, il faut considérer Almadén comme un gisement péné-concordant.

Chapitre II

AUTRES MINES ET INDICES DE MERCURE DE LA CONCESSION

Il est utile de comprendre clairement qu'il y a des choses qui sont absolument incompréhensibles.
(N. de Malebranche)

Toutes ces mines sont actuellement abandonnées et inaccessibles. Pour deux d'entre elles, des leviers souterrains ont pu être réalisés ("Nueva Concepcion" et "Valdeazogues") et une étude de surface a été faite pour chacune des autres.

Les documents anciens traitant de ces mines ne sont pas très accessibles. Pour cette raison, leur historique a été rapidement esquissé, ainsi que l'extension des travaux. De nombreuses fouilles ont été réalisées en surface (*) et ne seront décrites que celles ayant effectivement montré une minéralisation.

A – MINE "LA VIEJA CONCEPCION"

1 HISTORIQUE

Découverte en 1699, cette mine fut exploitée à partir de 1701 sous le village même d'Almadenejos (voir Pl. I, fig. 2). Une enceinte de distillation, avec cinq paires de fourneaux Bustamante (***) fut édifée au pied du village, où l'on traite le minerai provenant de la "Vieja Concepcion" et plus tard de la "Nueva Concepcion" (Zarraluqui, 1934).

La période d'exploitation la plus active se situe entre 1755 et 1783 et s'arrête en 1800 (Mallada, 1896). D'après Hoppensack (1796) la production annuelle aurait varié de 1450 à 7250 bouteilles.

Peu de vestiges restent visibles en dehors des fours de distillation : une galerie d'exhaure de direction NE, qui débouche au Nord de la route d'Almadén à Ciudad-Real et un puits (pozo S. Rafael), à l'intérieur même de l'enceinte de distillation. Les terrils semblent avoir un volume restreint.

(*) Une liste assez complète est donnée par J. Zarraluqui Martinez (1934).

(**) Les fourneaux "Bustamante" sont des fours de distillation à marche discontinue, utilisés de 1633 jusqu'au début du XXe siècle dans les pays de langue espagnole.



Figure 68 - Carte géologique des environs d'Almadenejos, Mines et prospects : VC - Vieja Concepción ; NC : Nueva Concepción ; EA : El Aguila.
Figurés : voir figure 72.

2 - GÉOLOGIE DE SURFACE

La mine est placée sur le Quartzite du criadero, mais dans un contexte tectonique plus compliqué que celui d'Almadén. Le quartzite a en effet été soumis à des écaillages répétés et des rebroussements, bien visibles sur la figure 68.

La série stratigraphique est identique à celle qui a été vue à Almadén. Un niveau de frailesca est connu en surface, à environ 150 m du toit du Quartzite. Il est visible sur la route Almadén-Ciudad Real, à l'embranchement de la route de Saceruela et dans la tranchée du PK 14,2. Au Sud d'Almadenejos, dans la vallée del Colmenar, a été notée une cheminée volcanique remplie d'une brèche pyroclastique, qui semble s'être implantée dans une faille. Cette structure n'a été observée que sur 200 m et aucune continuité n'a été trouvée. A sa base, elle semble avoir provoqué une petite concentration de galène.

3 - TRAVAUX SOUTERRAINS ET MINÉRALISATION

Deux niveaux ont été exploités d'après Hoppensack (1796) :

- "Rompimiento" (ou "filon d'Almadenejos") jusqu'à 200 m de profondeur, qui était le plus riche.
- "San Carlos", appelé plus bas "Sta. Teresa", jusqu'à 160 m.

Ils étaient constitués de quartzites ("quartz"), minéralisés de façon irrégulière, dérangés tectoniquement et plongeant au Nord. La minéralisation semble s'être épuisée à 234 m de profondeur (Zarraluqui, 1934) ou 216 m (Bernaldez et Rua Figueroa, 1861).

B - MINE "LA NUEVA CONCEPCION"

1 - HISTORIQUE

Connue apparemment des Romains, cette mine fut redécouverte, grâce à des roulants, par P. Sanchez Aparicio en 1779 et reconnue une première fois, sans succès de 1780 à 1784. La reprise des travaux d'exploration en 1793 devait être couronnée de succès, l'année suivante, par la découverte à 25 m de profondeur, d'un minerai très riche. La qualité du minerai ayant progressivement baissé à partir de 50 m, la mine fut abandonnée après 1861, après avoir atteint une profondeur de 142 m (Zarraluqui, 1934). Elle fut remise en exploitation entre 1940 et 1942 et réouverte une dernière fois à des fins de recherche vers 1965, époque à laquelle j'ai pu étudier les parties encore accessibles. Le nombre des puits et le volume des haldes montrent que cette mine était la plus importante des "satellites" d'Almadén (voir Pl. I, fig. 2).

La production semble avoir été très importante dans les niveaux supérieurs, puisqu'elle a avoisiné les 16000 frasques annuelles, pour un total jusqu'en 1856 de 133 651 quintaux (= 193 794 frasques). En revanche, à partir de 60 m la teneur a diminué fortement (Mallada, 1896).

2 - GÉOLOGIE DE SURFACE

Les remarques faites à propos de la Vieja Concepcion s'appliquent également ici. En outre, les couches sont dérangées par plusieurs failles verticales et par des écaillages. Ce découpage tectonique a facilité l'érosion, et

au voisinage même de la mine, le quartzite n'affleure presque pas. Aucun remplissage de faille n'apparaît en surface. La série stratigraphique est identique à celle vue à Almadén.

3 LA MINÉRALISATION

Deux niveaux ("criaderos") ont été exploités ("El lineal" et "El Aquila") dont la puissance variait de 2 à 4 mètres. Leur direction était méridienne et le pendage vertical, bien que localement il se soit abaissé jusqu'à 45° (fig. 69). Des morceaux de schiste complètement imprégnés de cinabre ("cinabre schisteux"), comme des stalactites de cinabre y auraient été rencontrés (Bernaldez et Rua Figueroa, 1861), de même que du métacinabre (Calderón Arana, 1910).

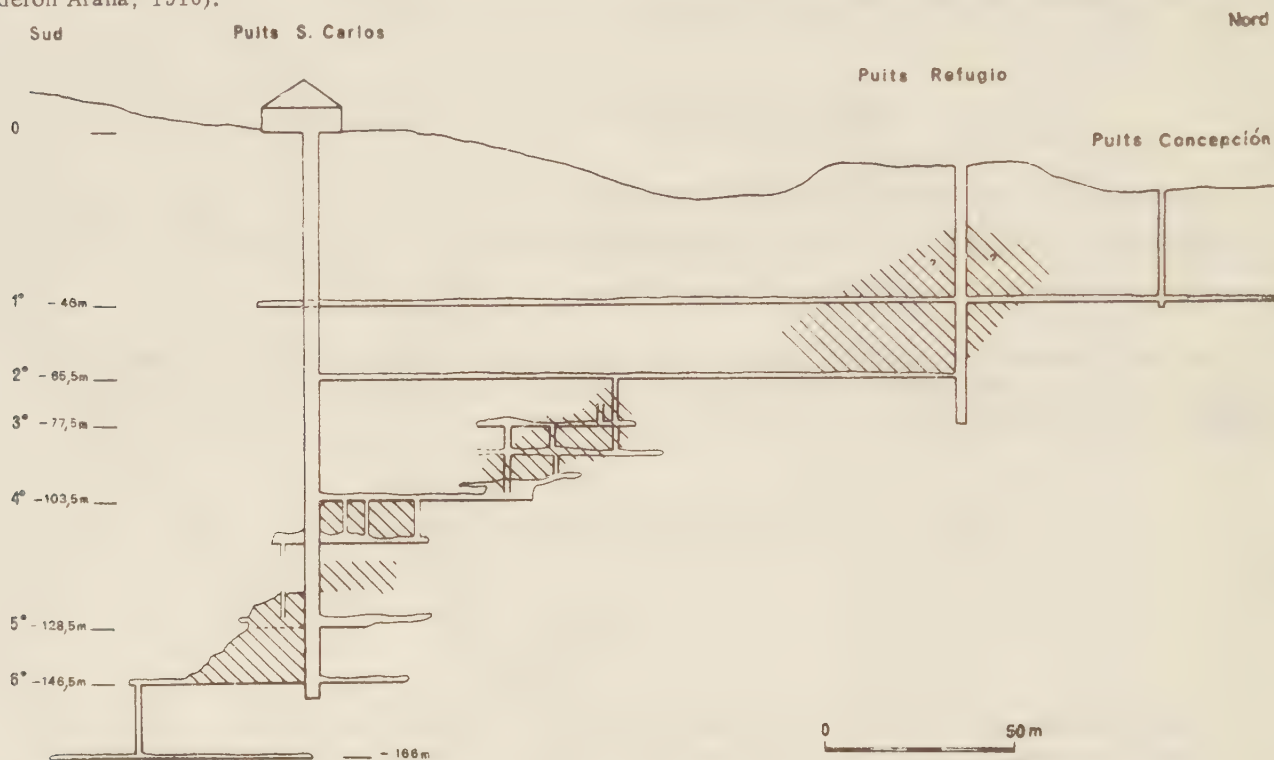
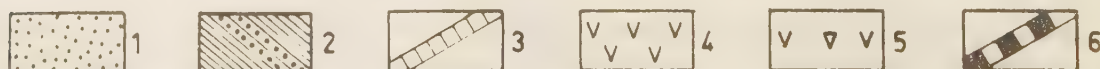
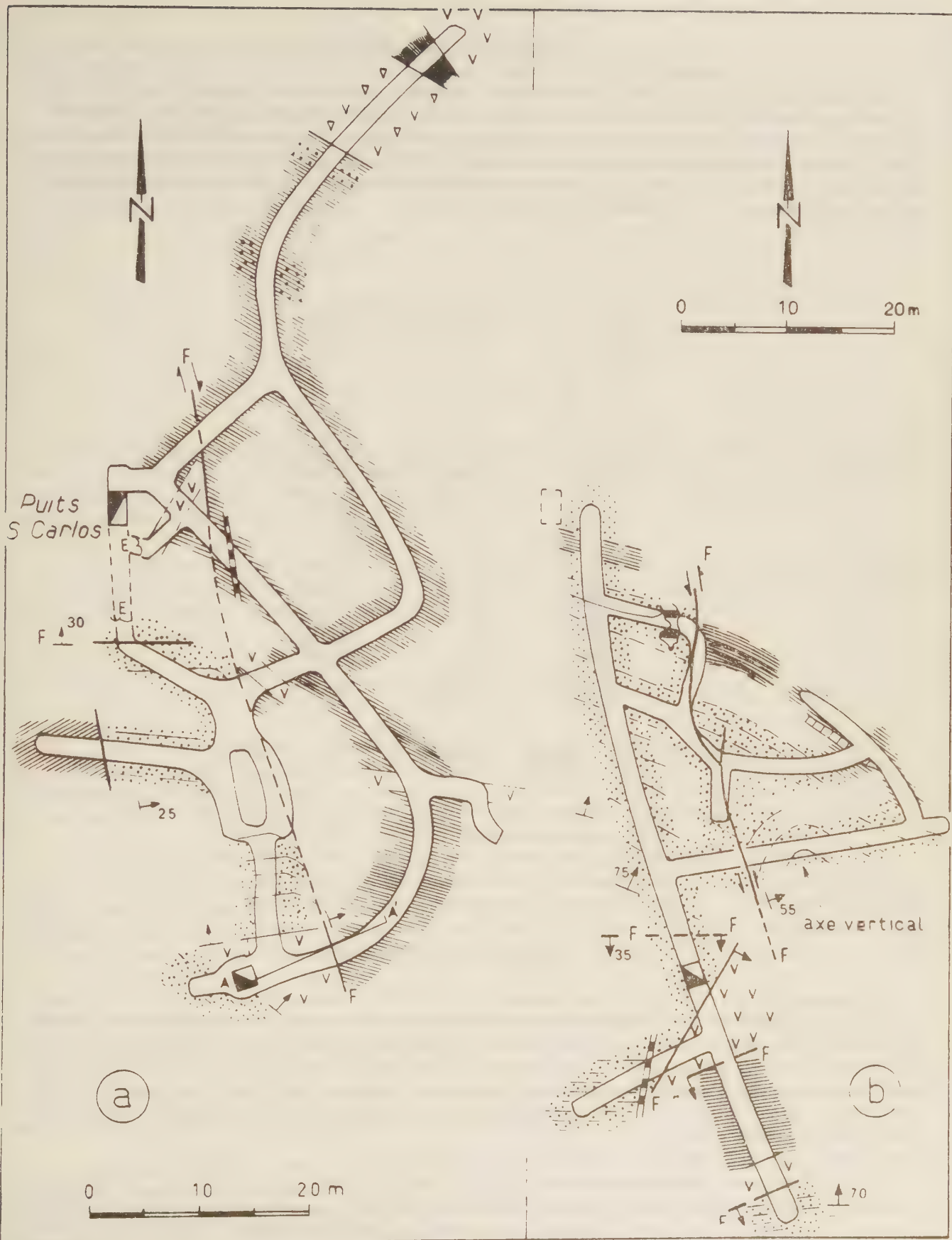


Figure 69 - Coupe verticale de la mine Nueva Concepción (Almadenejos), passant par les puits S. Carlos et Refugio et orientée approximativement N-S. En hachures, les zones exploitées. Synthèse réalisée à partir d'anciens plans et profils.

Aucun reste de minerai n'a été retrouvé au cours de la cartographie des niveaux anciens encore accessibles, par contre des observations intéressantes ont pu être faites quant à la structure tectonique et la forme du (ou des ?) corps minéralisé (s).

Figure 70 - Plans géologiques du sixième niveau (a) et du niveau intérieur (b) de la mine Nueva Concepción à Almadenejos, 1 - quartzites ; 2 - argilites et schistes ; 3 - banc calcaire ; 4 - roche volcanique ; 5 - fraïlesca ; 6 - filon volcanique. AA' - emplacement de la figure 71.





a - REMARQUES STRUCTURALES

La cartographie (fig. 70) ne rend qu'imparfaitement compte de la complexité tectonique rencontrée, qui apparaît mieux dans un extrait des minutes (fig. 71). La stratification est indéniablement normale, dirigée EW et proche de la verticale, mais les roches sont découpées en volumes qui se sont déplacés les uns par rapport aux autres. L'altération des roches volcaniques n'a pas toujours permis de séparer les filons sécants ("lamprophyres") des laves interstratifiées, lors des levés. Aucune des failles rencontrées par les travaux n'a montré la moindre trace de minéralisation ou de remplissage, tout comme à Almadén.

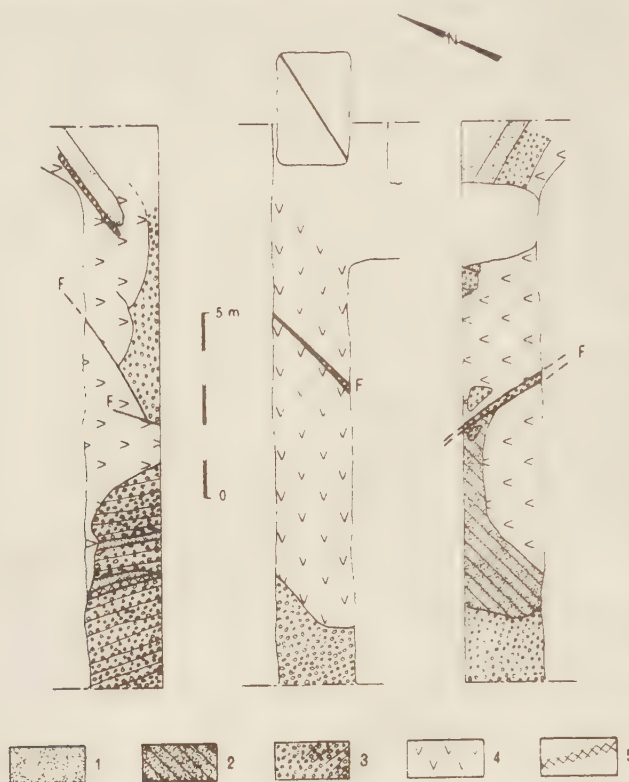


Figure 71 - Exemple de relations tectoniques entre schistes et roches volcaniques au sixième niveau de la mine Nueva Concepción à Almadenejos (voir la figure 70 pour la position).

1 - Quartzite ; 2 - alternances schisto-quartzitiques ;
3 - schistes ; 4 - roches volcaniques ; 5 - mylonites.

b - FORME DU CORPS MINÉRALISÉ

La superposition des plans des différents niveaux et une coupe NS à travers les vieux travaux (fig. 69) montrent que l'exploitation s'est progressivement déplacée du Nord au Sud au cours de l'approfondissement, le long d'une droite faisant un angle de 45° avec l'horizontale. La stratification étant sub-verticale (ce qui est confirmé par Bernaldez y Rua Figueroa (1861) en ce qui concerne l'horizon porteur), une telle disposition n'est compatible qu'avec l'existence d'une série de failles, peu inclinées sur l'horizontale et dirigées approximativement EW, qui découpent un certain nombre de blocs. Latéralement ces blocs sont limités par deux failles verticales dont l'une a été retrouvée en mine.

Vers le bas, la teneur des minerais a baissé d'après la littérature, et dans le dernier niveau, seules des mouches isolées de cinabre ou de minces remplissages de fissures, ont été rencontrés. Comme on ne connaît pas d'extension latérale, et que le niveau porteur

est limité au toit et au mur par des schistes, la minéralisation forme une lentille non enracinée. L'absence de canaux d'alimentation ("feeder-channels") est ainsi démontrée (x).

Il apparaît enfin, d'après les plans, comme dans les excavations encore praticables, que les deux niveaux minéralisés ont été exploités ensemble. Il semble donc qu'ils aient été placés dans un seul horizon de quartzite et qu'ils aient été séparés par une faible distance. Une dernière question reste toutefois sans réponse : est-ce que le corps minéralisé de la Nueva Concepcion est limité entre les deux failles, ou est-ce simplement un fragment qui a été arraché à une masse plus grande ?

C - MINE DE "VALDEAZOGUES"

1 - HISTORIQUE

Des fragments de minerai furent découverts lorsqu'en 1775 (xx) se produisit un effondrement. D'après F. Leplay (1834), la mine semble avoir été mise en exploitation peu avant 1834. Le puits S. Cristina fut foncé jusqu'à 92 m et un manège construit en 1841, ainsi que deux paires de fourneaux Bustamante. La mine était encore active en 1860 (Bernaldez et Rua Figueroa, 1861 ; Zarraluqui, 1934).

D'après le volume des terrils, les travaux souterrains ont dû être peu importants, d'autant plus qu'ils comportent les résidus métallurgiques des minerais de "El Entredicho". Actuellement, on ne voit guère qu'un puits noyé et deux galeries à flanc de coteau, dont l'une a été explorée.

2 - GÉOLOGIE DE SURFACE

Les mines de "Valdeazogues" et de "El Entredicho" se situent à la terminaison orientale du brachysynclinal de Chillón. Elles occupent les deux flancs d'un petit synclinal adventice situé au Sud de l'axe synclinal Almadén-Puertollano (fig. 40) (xxx). L'axe de ce synclinal adventice se relève vers l'Est de sorte que les deux mines correspondent aux derniers affleurements continus de Quartzite du criadero à l'Est du synclinal de Chillón (xxxx).

La courte crête au NW de la mine de Valdeazogues, entourée par un méandre du rio du même nom, est formée par un synclinal pincé de Quartzite du criadero, doublé au Sud par une autre barre de ce niveau, qui correspond sans doute à un redoublement tectonique. Immédiatement à l'Ouest, au-delà du rio, on trouve la deuxième fermeture périclinale de ce Quartzite. Ces petites structures montrent ainsi de très rapides plongements des axes anticlinaux, résultant de la superposition de deux plissements. Sur environ 500 m à l'Est de Valdeazogues, on ob-

(x) L'existence à Almadén de petites lentilles minéralisées isolées permettrait déjà de le soupçonner.

(xx) En 1755 et en même temps que El Entredicho d'après L. Mallada (1896).

(xxx) La crête de la "Panera", au NE de la mine Valdeazogues, est constituée par un anticlinal de Quartzite de canteras plongeant vers l'Ouest et séparant ces deux unités tectoniques.

(xxxx) L'équivalent latéral du Quartzite du criadero reparaît, avec une autre fermeture périclinale, dans le brachysynclinal de Puertollano, qu'il jalonne sur tout le pourtour. Ce brachysynclinal, comme celui de Chillón, est placé dans un synclinal cylindrique, passant par Fontanosas, au cœur duquel apparaît le Caradoc, et plus rarement l'Ashgill, comme dans le petit brachysynclinal de la Calera au SW de cette localité.

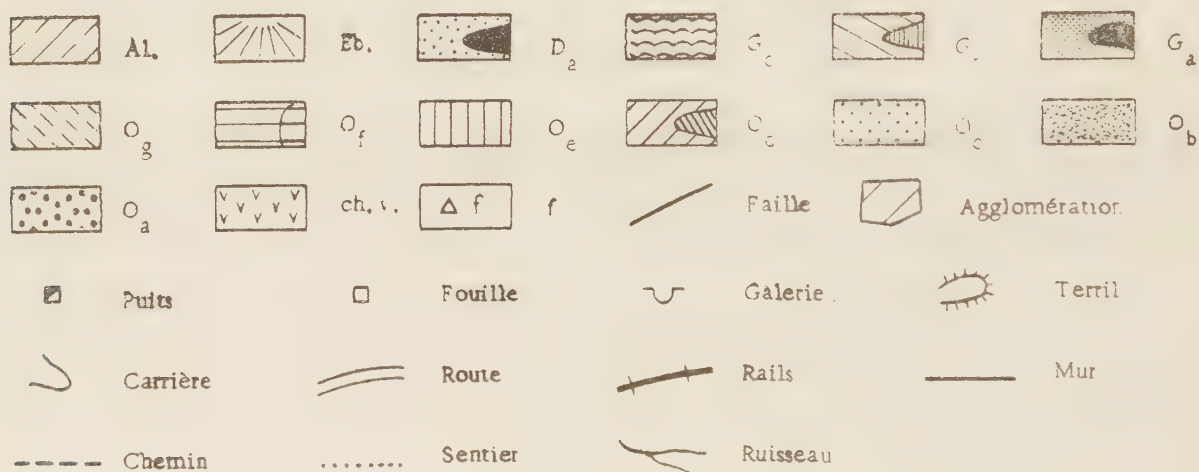
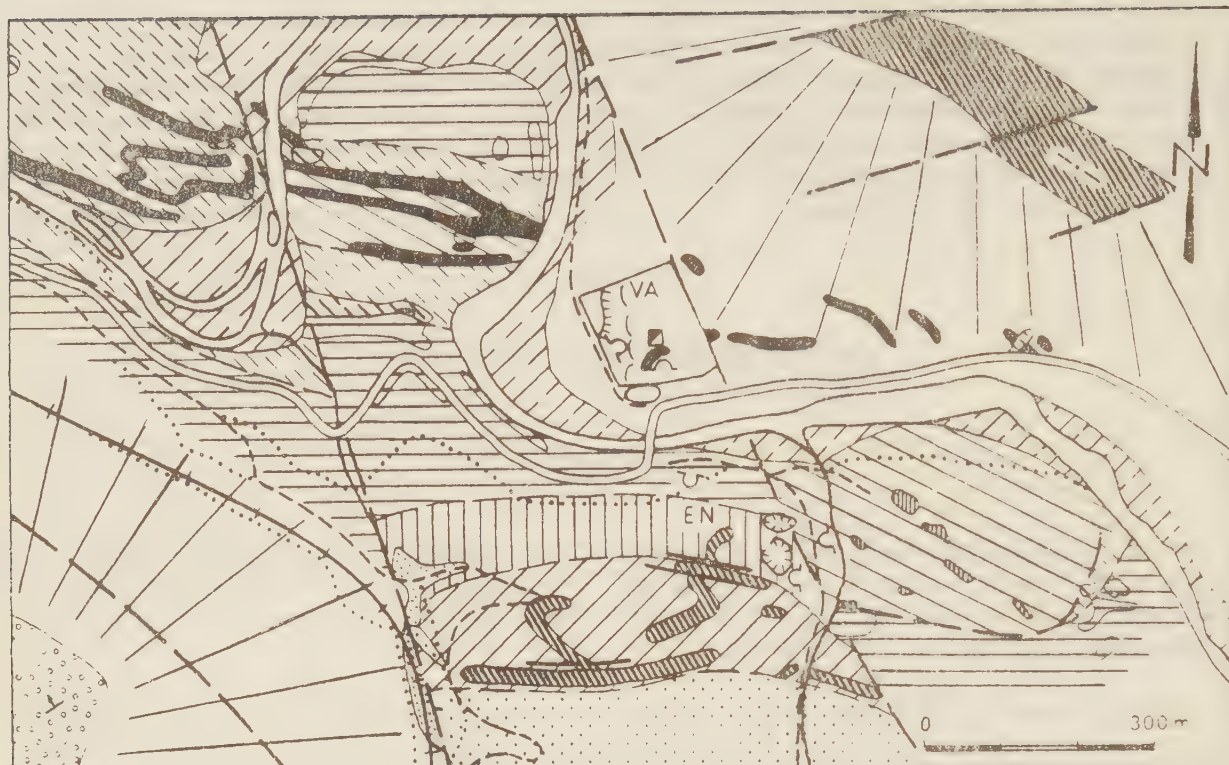


Figure 72 : Carte géologique des environs des mines Valdeazogues (VA) et El Entredicho (EN) à Almadenejos.

Al : alluvions ; Eb : éboulis ; Da : Quartzite siégenien ; Gc : alternances argilite-gréseuses ; Gb : alternances volcano-sédimentaires ; Ga : Quartzite du criadero ; Og : argilites du mur ; Of : alternances supérieures ; Oe : argilites intermédiaires ; Od : Quartzite de canteras ; Oc : argilites inférieures ; Ob : schistes à Calymène ; Oa : Quartzite armoricain ; ch. v. : remplissage de cheminée volcanique ; f : Frailesca ; F : faille.
(Pour quelques formations, les affleurements figurent avec un tracé plus fort).

serve encore des lambeaux décimétriques ou hectométriques de Quartzite du criadero entraînés dans une faille EW. Il est enfin à noter qu'immédiatement à l'Est de cette mine, il n'existe aucun lambeau de Quartzite canteras. Les figures 35 et 73 montrent la complexité tectonique locale.

3 LA MINÉRALISATION

Dans cette mine également, l'exploitation aurait porté sur deux masses voisines ("San Fernando" et "Las Esperanzas"), de direction nord-sud et de pendage vertical (Bernaldez et Rua Figueroa, 1861). D'après F. Leplay (1834), on y aurait surtout extrait du schiste noir avec du mercure métallique et un peu de cinabre, mais dans les décombrés, j'ai pu trouver des échantillons de quartzite noir, faiblement imprégnés de cinabre et portant sur les fissures, de la pyrite, de la barytine et de la dolomite. L. Mallada (1896) précise que la masse minéralisée avait une puissance de 4 m pour une extension horizontale de 30 m, mais qu'en profondeur elle s'est rapidement appauvrie. La guadalcazarite aurait été rencontrée à Valdeazogues (Fernandez Navarro, 1904).

D - MINE "EL ENTREDICHO"

1 - HISTORIQUE

Connue par les Romains, comme l'attestent les objets trouvés lors des travaux ultérieurs, cette mine fut redécouverte en 1774 et explorée à partir de 1775 jusqu'en 1784. Une reprise vers 1790 aurait donné du minerai riche (Zarraluqui, 1934). Actuellement, on peut voir trois galeries à flanc de coteau, inaccessibles, ainsi que quelques fouilles ou effondrements. Il ne semble pas que ces travaux aient suivi un plan établi. Hoppensack précise que les reconnaissances se sont faites au moyen d'un puits principal de 40 m, et d'une galerie de 200 m creusée d'Est vers l'Ouest et enfin des galeries vers le Nord et le Sud au fond du puits. Plus tard, le puits principal fut approfondi à 60 m et la mine comporta trois niveaux (Bernaldez et Rua Figueroa, 1861).

2 GÉOLOGIE DE SURFACE

Les remarques faites à propos de la mine de Valdeazogues s'étendent également à celle de El Entredicho. Aux environs de cette dernière, il n'a toutefois pas été possible de trouver du Quartzite du criadero en surface.

3 - LA MINÉRALISATION

Cette mine aurait été creusée exclusivement dans une masse de frailesca, riche en mercure natif (Mallada, 1896). L'existence de calomel est signalée (Bernaldez et Rua Figueroa, 1861 ; Calderon Arana, 1910). Hoppensack (1796) donne une image plus nuancée : les travaux de recherche auraient rencontré non pas un "filon principal", mais des "veines courtes, étroites et irrégulières de quartz (= quartzite ?) dans un schiste noir bitumineux. Ces veines contiennent un peu de cinabre en filets déliés, ou en points disséminés, et aussi du mercure coulant, dont le schiste lui-même qui approche ces veines est abondamment pénétré". Au niveau - 40 la minéralisation avait totalement disparu.

En analysant la terminologie du temps de Hoppensack, on peut considérer que la minéralisation était constituée par des blocs de quartzite, imprégnés de cinabre, résultant de la dislocation tectonique d'un banc et embal-

lés dans des schistes plus plastiques. Il n'est pas probable qu'il s'agisse de filons de quartz, qui n'ont jamais été observés dans les environs. Dans cette hypothèse, le quartzite a été minéralisé avant la dislocation tectonique.

E – MINE "LAS CUEVAS"

1 - HISTORIQUE

En 1774, E. Abilero découvrit un effondrement laissant voir des travaux anciens. Les recherches effectuées alors découvrirent entre autres une galerie creusée à la main, ainsi que des pièces de monnaies romaines, mais également des travaux exécutés à l'explosif. Elles furent abandonnées en 1794, après avoir atteint la profondeur de 80 m (Zarraluqui, 1934).

Hoppensack (1796) une fois de plus, donnera des précisions : une galerie de 450 m a été creusée à 25 m seulement sous la surface et à partir de celle-ci plusieurs puits foncés à 80 m. Ceux-ci auraient atteint, par des travers-bancs, les excavations anciennes.

Actuellement, on n'observe plus qu'une grande dépression et une galerie effondrée débouchant au niveau de la route dans un jardin.

2 GÉOLOGIE DE SURFACE

Les conditions d'affleurement sont particulièrement mauvaises par suite d'un faible relief et d'une tectonisation intense qui a déchiqueté le Quartzite du criadero et a facilité le jeu de l'érosion. La continuité latérale n'a pas été observée. Seuls les abords de l'excavation même ont permis des observations géologiques.

3 LA MINÉRALISATION

D'après Hoppensack, elle serait identique à celle de l'Entredicho, "Le mercure s'y trouve... dans des veines de quartz courbes et irrégulières qui règnent dans le schiste bitumineux". On peut donc proposer ici la même interprétation que celle avancée pour El Entredicho, corroborée par la découverte de fragments de quartzite noir volants, imprégnés de cinabre.

F – INDICES DU QUARTZITE DU CRIADERO

1 - INDICES CONNUS

L'indice le plus important se trouve au SW de la Fuente de la Pila (PK 4,5 de la route Almadén C. Real). Il a été exploré par une galerie horizontale débouchant au niveau de l'Ar. de la Pila, un puits à mi-pente et des travaux sur la barre même du Quartzite du criadero. Le quartzite noir montre des diaclases revêtues de fines

croûtes de cinabre, qui ont été retrouvées par sondages. Ceux-ci ont également montré que les laves siluriennes surmontant stratigraphiquement les quartzites contenaient de nombreuses mouches de cinabre (x). Par ailleurs, ce point est le seul où une minéralisation ne soit pas surmontée de frailesca. Les teneurs restent cependant faibles.

Un autre indice, uniquement travaillé par des excavations au jour se trouve au Sud du PK 3,700 de la même route, également sur la barre de Quartzite du criadero, sur la branche méridionale d'une répétition par écaillage. Là également, le cinabre se présente dans les fissures.

L'indice de l'Aguila se trouve à 550 m à l'Est du puits Refugio de la mine Nueva Concepcion (fig. 68). Un puits vertical a été creusé dans le Quartzite du criadero, et dans les déblais on trouve des fragments avec des mouches de cinabre.

2 - INDICES NOUVEAUX

Deux indices nouveaux ont été trouvés au cours de la cartographie systématique du Quartzite du criadero. Il s'agit de mouches isolées de cinabre trouvées dans des filonnets de quartz laiteux cimentant des fissures de quartzite noir. Les deux localités sont situées à l'Est d'Almadenejos :

- tranchée du chemin de fer PK 270,090 (Point A6-14)
- affleurement à 265 m au Sud du PK 14,2 de la route Almadén-Ciudad-Real.

G - INDICES DANS LES LAVES DÉVONIENNES

1 PROSPECT DE GUADALPERAL

a - HISTORIQUE

Les Romains avaient pratiqué les premières fouilles à cet endroit comme le montrent des objets découverts au XVIII^e Siècle (monnaies du début de la République) (xx) ainsi que les tuiles et fragments de céramique encore visibles maintenant. La mine fut redécouverte en 1786 et explorée dans les années qui suivirent. On y trouve, comme à "Las Cuevas", des galeries creusées à la main (Zarraluqui, 1934).

b - GÉOLOGIE DE SURFACE

La roche encaissante est une lave basique interstratifiée (xxx) dans le Dévonien. Sa couleur est verdâtre, son grain aphanéritique et à l'oeil nu, on aperçoit des pseudomorphoses d'olivine et de minéraux ferromagnésiens en chlorite. Au microscope, on constate que les verres volcaniques sont abondants et qu'ils se dévitrifient en donnant

(x) Des roulants de ces laves ont été trouvés, contenant l'un de la malachite, l'autre de la barytine.

(xx) De l'époque de Vespasien pour F. Bernaldez y R. Rua Figueroa (1861).

(xxx) C. de Prado considérait cette roche comme une frailesca. Par une erreur de lecture, fidèlement reproduite par de nombreux auteurs, la roche encaissante a été confondue avec le calcaire dévonien des environs.

des plages de chlorites très abondantes, du quartz, ainsi que des carbonates et des oxydes de Fe (*). Les xéno-cristaux, non identifiables, sont généralement transformés en chlorite monocristalline et entourés d'une croûte d'oxyde de Fe. Les minéraux opaques sont abondants. Les fissures sont remplies de chlorite et de carbonates. Le cinabre est rare et apparaît en petits amas.

c - LA MINÉRALISATION

Hoppensack (1796) nous dit que les roches encaissantes sont formées de schistes argileux et de brèches comme à Almadén, mais les schistes bitumineux seraient très rares. La brèche est cependant différente et ne contiendrait que des "points calcaires" et pas de schistes bitumineux. Les veinules de cinabre, qui n'ont quelquefois que 2 mm d'épaisseur "serpentent tant dans le schiste que dans la brèche. Au surplus, elles y sont assez multipliées pour que ces deux espèces de pierres méritent d'être exploitées en totalité sur 10 m et plus de largeur. On en retire par la fusion 3 % de mercure."

Le cinabre tapisse en général les fissures avec la calcite et se rencontre plus rarement au milieu de la roche, ou même au coeur des pseudomorphes de ferro-magnésiens. Aucun autre minéral n'a été observé.

2 - L'INDICE DE CHILLÓN **

L'indice nouveau se trouve sur la vieille route Chillón-Almadén à 280 m au SSE du pont (fig. 13). La roche est aussi altérée que celle de Guadalperal.

Au microscope, on observe un mélange microcristallin de calcite, de chlorite, d'une autre phyllite et d'oxydes de Fe. Les fantômes de phénocristaux sont rares. La roche est traversée de fissures cimentées par du chrysolite ou des carbonates. Le cinabre se rencontre dans ces remplissages de fissures ou imprégnant la masse de la roche.

Stratigraphiquement, ces deux indices se correspondent à peu près et se situent entre des couches datées de l'Emsien et du Frasnien.

H - CONCLUSIONS

L'étude des mines satellites et des indices de mercure de la concession a permis de vérifier la règle d'une absolue liaison stratigraphique de la minéralisation mercurifère économique à un horizon porteur unique qui est le Quartzite du criadero (fig. 73). Cette règle venait d'être trouvée avant le début de mes travaux (Almela et al., 1962), mais les conséquences génétiques n'en ont pas été tirées. Là où cette minéralisation a été exploitée en dehors d'Almadén, elle semble avoir été constituée par deux horizons, peu épais (2 à 4 m) et séparés par du quartzite stérile (2 m $\approx$). En l'occurrence, il n'a donc pas été possible de vérifier si la série stratigraphique établie pour Almadén (fig. 49) est partout valable dans le détail. A juger d'après la couleur du quartzite, il semblerait que la minéralisation se manifeste uniquement dans le Quartzite supérieur.

(*) Détermination contrôlée par diffractométrie, qui a fait apparaître en plus des raies de feldspath, alors que ce minéral n'a pu être identifié au microscope.

(**) A Chillón a été découverte une certaine quantité de mercure liquide, provenant peut-être d'un vol (Prado, 1855). Pour cette raison, on a souvent fait figurer une mine de mercure sur le territoire de ce village, ce qui est inexact.

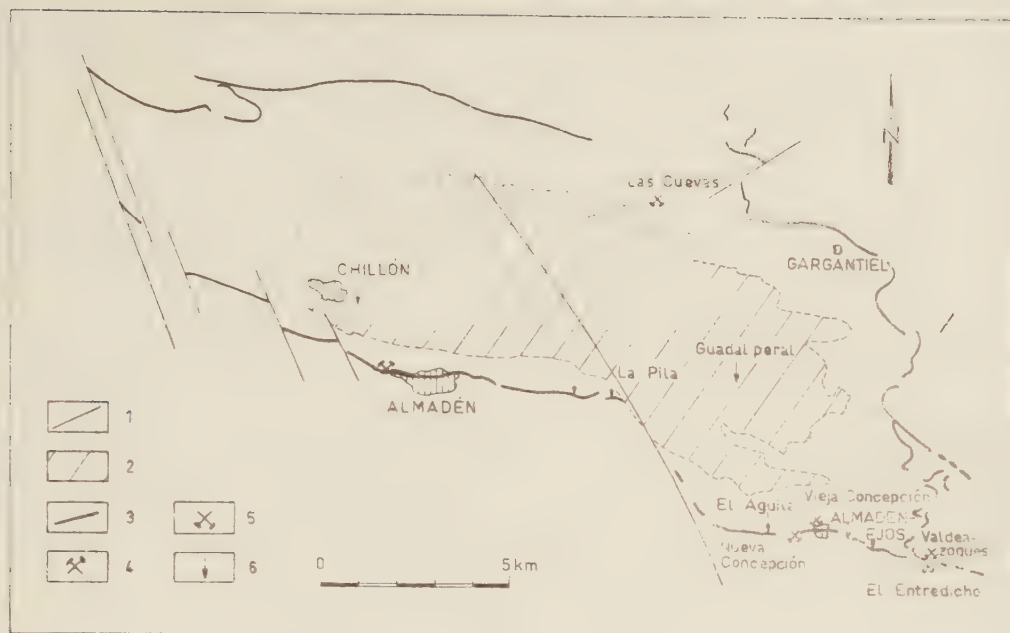


Figure 73 - Contrôle stratigraphique du mercure par le Quartzite du criadero dans le synclinal de Chillón. 1 : faille ; 2 : Dévonien ; 3 : Quartzite du criadero ; 4 : mine active ; 5 : mine arrêtée ; 6 : indice de mercure vérifié ou découvert par l'auteur. Seuls les décrochements les plus importants figurent sur ce schéma. Les répétitions et les dédoublements du Quartzite du criadero ont été omis.

L'intense tectonisation à laquelle ont été soumises les cinq mines pose un problème non résolu : correspondent-elles à cinq lentilles minéralisées différentes, ou certaines d'entre elles proviennent-elles d'un même corps disloqué ultérieurement ?

Les exceptions elles-mêmes sont significatives : du cinabre a été trouvé dans des laves basiques très altérées appartenant au Dévonien, vraisemblablement moyen ; les différences d'âges entre les deux roches sont donc minimales.

La dernière exception citée dans la littérature, le mercure natif des schistes et frailesca de El Entredicho et de Las Cuevas semble d'origine secondaire, puisque dans les deux cas des échantillons de quartzite à cinabre, volants il est vrai, ont été trouvés.

Chapitre III

LA GÉOCHIMIE DU MERCURE À ALMADÉN

De plus, cette statistique me paraît dangereuse.

(F. Dostoïevski - Le Crocodile)

A - INTRODUCTION

1 REVUE HISTORIQUE

Le *clarke* crustal relativement bas du mercure (environ 80 ppb) explique que sa géochimie commence seulement à être connue. Les premiers travaux, portant sur peu d'échantillons, à cause de la lenteur des analyses, sont dûs à A. Stock et F. Cucuel (1934), E. Preuss (1941) et A. A. Saukov (1946), et on ne peut manquer d'admirer, en passant, la qualité de leurs analyses, car les méthodes modernes ne font que confirmer les ordres de grandeurs publiés par ces prédécesseurs. Le vrai départ de la géochimie du mercure, du moins dans le domaine des applications pratiques, est dû à S. H. Williston (1964). Il fut le premier, dans le monde occidental, à appliquer la géniale intuition de A. A. Saukov (1946) que le mercure pourrait être un guide dans la prospection (x) des sulfures de métaux lourds. A partir de ce moment, ont été mises au point de nombreuses méthodes analytiques dont profite la recherche fondamentale. Ce développement s'est traduit par un néologisme, la *mercurométrie*.

2 INTÉRÊT DE LA GÉOCHIMIE DU MERCURE

L'allure stratiforme des minéralisations en mercure d'Almadén, pose la question des horizons porteurs : y a-t-il un lien entre teneur en mercure et pétrographie ? Il serait intéressant de poursuivre cette enquête et de rechercher d'autres facteurs, tels que l'âge de la roche, son altération, sa composition chimique et minéralogique et même les possibilités de la contamination superficielle, avec lesquels les teneurs en Hg pourraient se montrer liées. On peut alors espérer faire apparaître la source du mercure, et comprendre d'éventuelles mobilisations. Enfin seront accumulés des matériaux en vue d'une enquête systématique sur la géochimie du mercure. A l'opposé, cette mise au point profitera à une application pratique : la prospection mercurométrique sur roche, à savoir la recherche des

.....

(x) Elle est essentiellement fondée sur le fait que la plupart des sulfures de Pb, Zn, Fe, Cu et de métaux précieux sont accompagnés de mercure en traces. Par suite de sa mobilité, il constitue des auréoles entourant leurs gisements et qui ont souvent des dimensions beaucoup plus grandes que ces derniers. Elles sont donc plus faciles à trouver. Dans le cas de corps minéralisés aveugles, cette méthode de prospection est particulièrement intéressante car les auréoles ont une importante extension verticale.

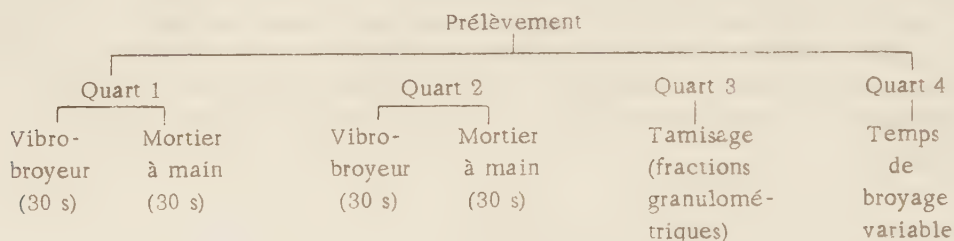
auréoles primaires. Notons toutefois que la mercurométrie se pratique essentiellement sur les auréoles secondaires, donc en géochimie de fuites, et ceci essentiellement dans les sols et plus récemment dans l'air des sols. On tourne ainsi le problème de la distinction entre auréoles primaires et secondaires.

B – CRITIQUE MÉTHODOLOGIQUE DE LA MERCUROMÉTRIE

La technique analytique (*) a subi, lors de sa mise en routine, les vérifications habituelles en pareil cas. La reproductibilité et la sensibilité ont été déterminées, les différents produits employés, testés quant à l'absence d'interférences, et la démercurisation complète de l'échantillon contrôlée. Il n'est donc pas nécessaire de s'étendre sur ce sujet. En revanche, l'influence d'un certain nombre de facteurs, intervenant entre le prélèvement de l'échantillon et le dosage, a été étudiée en détail. Les conclusions sont suffisamment importantes pour mériter un développement plus long, par suite de leur incidence sur la prospection mercuriométrique en roches dans des zones contaminées par la métallurgie. Il va de soi qu'on ne peut les extrapoler à d'autres techniques de prospection mercuriométriques.

1 LA PORPHYRISATION, LA GRANULOMÉTRIE ET L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA DISTRIBUTION EN ROCHE

Des dosages réalisés sur des poudres, préparées par deux techniques différentes (vibro-broyeur et broyage manuel), à deux dates différentes ont donné des résultats disparates. Pour en trouver la raison, un échantillon de 2 kg (***) de grain fin (basalte) désigné comme "témoin" dans ce paragraphe a été concassé, broyé et quarté, lorsque les plus gros grains avaient une dimension de l'ordre de 2 mm. Les quarts ont ensuite subi les traitements suivants :



Les analyses ont été réalisées sans délai.

a - TEMPS DE PORPHYRISATION ET GRANULOMÉTRIE

Huit prélèvements ont été porphyrisés avec des durées variant de 5 à 70 secondes. Lorsque la durée passe de 20 à 30 secondes, la teneur apparente (autrement dit, la quantité de mercure dégagée à l'analyse) augmente nettement, puis reste constante pour des temps supérieurs. Le temps de porphyrisation a donc été fixé à 30 secondes.

(*) Pour plus de détails, voir l'annexe IV.

(***) L'ensemble des dosages de ces essais a été fait en une journée. L'ordre de passage des échantillons a été arbitraire pour éviter des effets de dérive. Les conclusions tirées de cette étude ne sauraient s'appliquer à n'importe quel matériel : le mode de fixation minéralogique du mercure contrôle étroitement son comportement.

Inversement, on constate donc qu'il n'y a pas eu de pertes de mercure au cours d'un broyage de l'ordre d'une minute.

b - TECHNIQUE DE PORPHYRISATION

Les essais réalisés sur deux quarts montrent que, dans les deux cas, aucune différence n'a été observée entre les poudres porphyrisées à la main et celles faites au vibro-broyeur. Ce dernier a donc été retenu, comme fournissant des conditions plus reproductibles.

c - TRANCHES GRANULOMÉTRIQUES

Un dernier quart a été séparé par tamisage, sans porphyrisation ultérieure. Les teneurs en Hg augmentent quand la granulométrie diminue. La facilité du dégazage au cours de l'analyse est certes en cause, comme le montrent les essais avec des temps de broyage croissants. Elle n'est pas la seule raison : la fraction la plus fine présente une teneur supérieure au double de la teneur de la roche : l'hétérogénéité de la distribution du Hg dans la roche intervient donc également.

d - HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA DISTRIBUTION EN ROCHE

La précédente expérience montre que le mercure est concentré dans les fines. Très vraisemblablement, il est surtout présent dans les fissures, comme cela est fréquemment le cas pour les traces, ou dans les minéraux les plus friables, et il passe donc dans les fines lors du broyage. L'erreur commise ici peut être importante et il est nécessaire de quarter très soigneusement les prélèvements.

2 - LE STOCKAGE

a - LA TEMPÉRATURE

Des poudres porphyrisées du témoin ont été conservées pendant 16 h à 110°C, au voisinage de paillettes d'or, sans qu'un changement intervienne dans la teneur.

b - LA DURÉE

Des tubes de plastiques remplis de poudres porphyrisées depuis cinq ans montrent une stratification des teneurs en Hg : le fond a des teneurs moins élevées que la partie supérieure, le rapport variant de 5 à 10 selon l'échantillon. Ce phénomène peut s'expliquer par : - une fixation de mercure à partir de l'atmosphère de laboratoire, - un départ de mercure qui se rassemble dans le haut du poudrier, - une stratification granulométrique lors du remplissage du poudrier.

Les poudriers du témoin, donc de préparation très récente, ne montrent pas de stratification. Comme par ailleurs, on ne décèle pas, du moins à l'oeil, un classement granulométrique dans les poudriers, la troisième possibilité est éliminée. Des échantillons provenant de régions non mercurifères ayant des teneurs plus faibles avaient été stockés en parallèle avec ceux d'Almadén et broyés en même temps. On y observe le même phénomène, avec des rapports voisins : 2, 5 à 3.

L'augmentation des teneurs est donc vraisemblablement due à une fixation de mercure extérieur. Il est toutefois à noter, que les échantillons broyés ont été conservés en poudriers fermés, dans une armoire sans autres échantillons. Enfin, il a été remarqué que le rapport d'enrichissement ne semblait pas varier en fonction de la teneur, ce qui est pour le moins surprenant. En revanche, aucun cas de perte n'a été observé.

C – LA CONTAMINATION RÉGIONALE

La métallurgie séculaire du mercure à Almadén, a pour conséquence une contamination régionale (*). Un rapide calcul permet d'en saisir l'importance. Admettons que 10 % des pertes métallurgiques se fassent par l'échappement de vapeurs mercurielles qui sont précipitées à 50 % et le restant par les scories de grillage et postu-
lons les chiffres suivants :

production annuelle	2000 t métal (soit 58 000 potiches) (**)
pertes métallurgiques	2 % = 40 t (Rankin, 1962)
surface contaminée	ellipse de 5 x 15 km, soit 235 km ²

La quantité totale de Hg précipitée annuellement serait alors de $40 \times 10/100 \times 50/100 = 2$ t annuellement, soit environ 10 kg/km² ou encore 10 mg/m². En admettant que ce mercure se répartisse dans une tranche de sol de 1 m, de densité 1, cela correspond à un incrément annuel de 10 ppb, non négligeable, compte-tenu du clark moyen de ce métal. Par ailleurs, la production cumulée d'Almadén à ce jour est de 8 millions de potiches, soit environ 140 fois la production annuelle ayant servi à notre calcul. Les 70 % de ce tonnage, produits avant 1925, date vers laquelle fut abandonnée l'ancienne technique de distillation, l'ont été avec des pertes nettement supérieures, atteignant sans doute les 10 %, soit cinq fois plus. La quantité totale de Hg reçue par mètre carré serait donc de : $10 \times 140 (0,3 + 0,7 \times 5) = 5300$ mg.

Ce chiffre n'indique qu'un ordre de grandeur, d'autant plus que l'on ignore le devenir de ce mercure dans le sol, mais il signale l'existence du problème.

D – LA GÉOCHIMIE DU MERCURE A ALMADÉN

Dans un premier temps, une centaine d'échantillons ont été dosés par la technique décrite dans l'annexe IV, dans les 24 h suivant le broyage. Ce nombre est insuffisant pour une exploitation statistique des résultats, qui aurait permis d'éliminer les échantillons probablement contaminés et de réaliser une cartographie automatique. L'ensemble des résultats est présenté dans la figure 74, avec une échelle logarithmique, pour permettre de saisir l'étendue qui sépare le maximum du minimum.

I – INFLUENCE DE L'ÂGE

Le groupement des roches volcaniques et des schistes n'est pas éloquent : bien que les moyennes diffèrent sensiblement, on ne peut en tenir compte par suite de la dispersion à l'intérieur de chaque groupe. Seule est re-

(*) Les fonderies de plomb de Clausthal et de Freiberg (comm. orale du Prof. Dr. F. Leutwein) sont accompagnées d'importantes auréoles de contamination. Dans le dernier cas, elle couvre, à partir d'une cheminée de 112 m, une ellipse d'un grand diamètre de 30 km. Les cheminées d'Almadén sont placées au sommet d'une colline, mais sont beaucoup moins hautes.

(**) La potiche ("frasco") est l'unité de poids utilisée pour le mercure. Elle vaut 34,473 kg (76 lb U.S.).

marquable la teneur plus faible des formations anté-ordoviciennes. La seule teneur élevée obtenue pour celles-ci peut être écartée : elle a été prélevée, comme cela a été constaté par la suite, à côté de la voie par laquelle a été exportée pendant des siècles la production d'Almadén.

2 - INFLUENCE DE LA PÉTROGRAPHIE

Les roches volcaniques et les schistes sont caractérisés par des teneurs élevées et une grande dispersion des résultats, qui s'oppose aux variations relativement étroites qui accompagnent les teneurs plus faibles, des roches acides en particulier.

Les roches volcaniques montrent un enrichissement des basaltes par rapport aux dolérites, qu'il soit calculé sur l'ensemble des résultats (3,90 / 1,86 en ppm) ou en éliminant les valeurs les plus fortes, supérieures à 5 ppm (1,07 / 0,70 en ppm). Cette concentration peut être mise en relation avec les plus fortes teneurs en volatiles des basaltes. Les roches volcaniques recueillies en mine montrent, comme on pouvait s'y attendre, des teneurs beaucoup plus élevées, mais nettement groupées, à quelques exceptions près, entre 16 et 20 ppm. Ce groupement montre qu'il ne s'agit pas d'une contamination due à l'exploitation minière (poussières, etc.) mais le problème de la distinction entre auréole primaire et secondaire reste entier.

Les types voisins, roches intrusives basiques ou roches volcaniques basiques "incertae sedis", ont des teneurs plus faibles, mais encore nettement supérieures au clarke. Il en va de même des basaltes quaternaires, pourtant prélevés loin d'Almadén (à 30 et 100 km) qui montrent des teneurs voisines. En revanche, les dolérites ordoviciennes d'Aldequemada ont des teneurs quasi normales.

Les roches pyroclastiques, du type frailesca, ont également des teneurs comparables aux roches volcaniques, mais tendant plutôt vers la limite supérieure de celles-ci. Là également, l'influence des fluides peut être supposée.

Les granites, leurs enclaves et les rhyolites sont proches du clarke, mais les différents groupes semblent se distinguer entre eux. Les seules teneurs voisines du ppm ou supérieures, proviennent du laccolithe de Casa Blanca et du synclinal de Chillón. La première de ces teneurs fortes est sans explication, mais les deux autres correspondent à des roches qui ont recoupé en profondeur le Quartzite du criadero et ont donc pu se charger en mercure.

Le Quartzite du criadero montre une dispersion très grande des valeurs, comme on peut s'y attendre, et laisse soupçonner son intérêt pour une prospection directe, mais celle-ci devra faire l'objet d'études plus approfondies.

On remarquera d'autre part que les plus fortes concentrations ont été rencontrées dans les schistes. Ces schistes contiennent de la matière organique et il est dès lors intéressant d'étudier plus en détail la relation de celle-ci avec les teneurs en mercure. On peut en effet soupçonner une préconcentration sédimentaire du mercure. Cette hypothèse demande toutefois que dans le futur les dosages de mercure soient réalisés dans un périmètre beaucoup plus grand.

De même, les relations entre "lamprophyres" de la mine et roches encaissantes ont été examinées à part.

3 - RELATION ENTRE MATIÈRE ORGANIQUE ET MERCURE

A Almadén, les schistes ont montré les teneurs moyennes les plus élevées en Hg de toutes les roches. Les concentrations des éléments chalcophiles dans les schistes sapropéliques étant bien connues, il paraît donc intéressant de confronter matière organique et mercure. La teneur moyenne en C_{orga} calculée sur trente échantillons est de

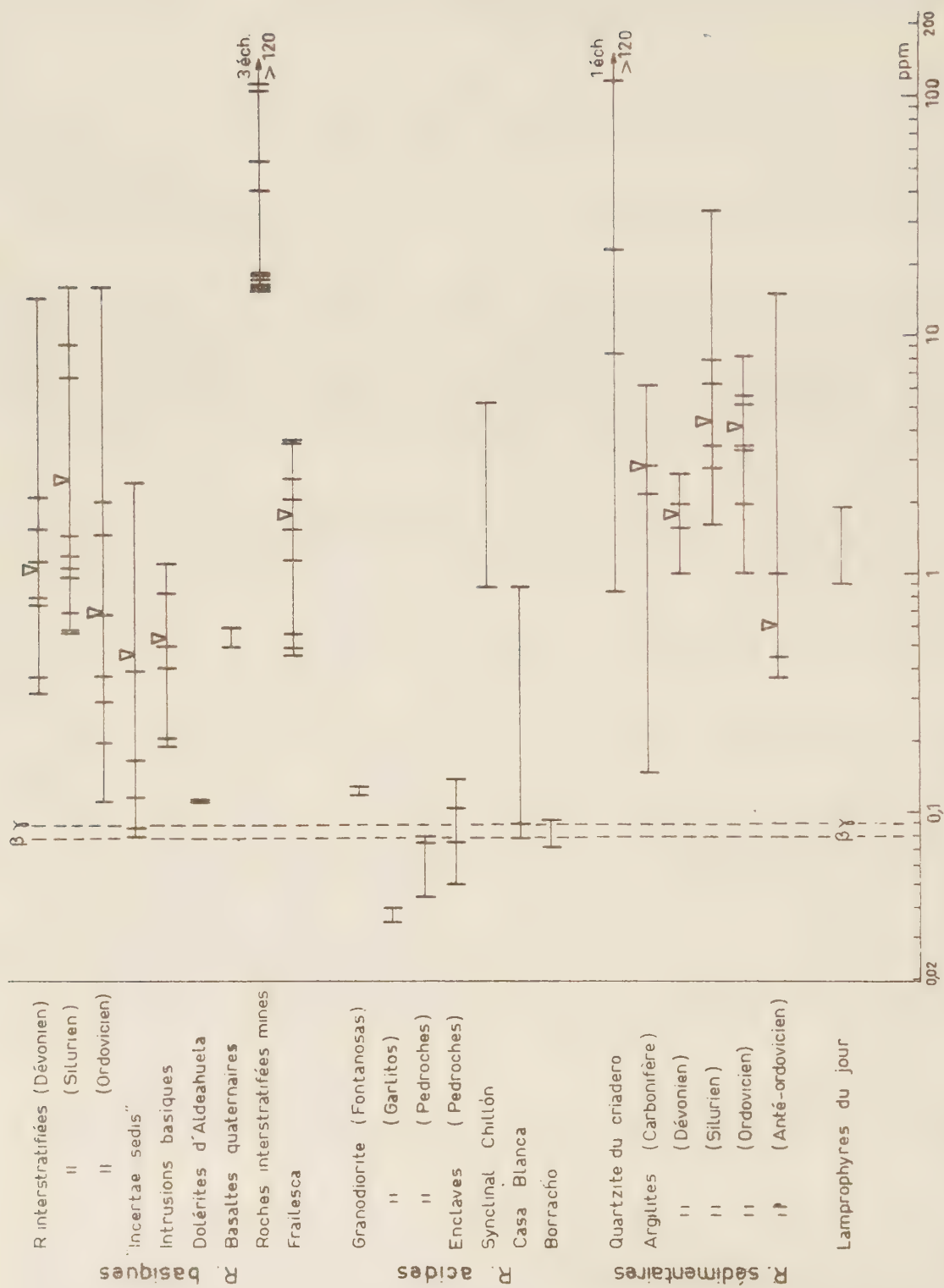


Figure 74 - Teneurs en Hg des roches d'Almadén et de quelques roches de la région. Echelle logarithmique. Clarkes des basaltes (β) et des granites (γ) d'après la compilation de H.J. Rösler et H. Lange (1965). Les moyennes des différents groupes sont représentées par des triangles.

0,34 % (0,26 %, si l'on supprime les deux échantillons les plus riches). Ces teneurs sont comparables aux teneurs moyennes de roches du même âge. Ainsi, A.B. Ronov (1958) donne pour des schistes et shales de la plateforme russe les chiffres suivants :

Cambrien	0,22
Ordovicien	1,55
Silurien	0,23
Dévonien	0,66

Des chiffres beaucoup plus élevés avaient été notés dans les "schistes graphiteux" au toit du gisement, dont les teneurs en matière organique montent jusqu'à 8,60 %.

La figure 75 montre qu'il n'est pas possible, sauf peut-être pour les petites valeurs, de retenir une relation entre les deux variables.



Figure 75 - Relation entre teneurs en carbone organique (%) et en mercure (ppm) des argilites d'Almadén.

4 LE CAS DES "LAMPROPHYRES"

Trois "lamprophyres" recoupant la minéralisation ont montré des teneurs très variables en Hg : 30 et 100 ppm et 1,45 %. Dans le dernier cas, il s'agissait d'une roche très fracturée, contenant des fissures cimentées par des carbonates et du cinabre et traversée par des gouttelettes de mercure métallique. La comparaison a été faite avec des roches du jour, provenant de filons, traversant approximativement la mine, mais prélevées à leur intersection avec les quartzites non minéralisés (Quartzite caneras et Quartzite siégenien). On y a trouvé 0,9 et 1,9 ppm.

Des "lamprophyres" prélevés au niveau 14 dans la galerie générale à 90 m à l'Est du puits S. Joaquin, dans un encaissant stérile, ont donné les résultats suivants, exprimés en ppm :

"lamprophyre"	encaissant
25,6	> 60
30,0	12,8

Les teneurs des "lamprophyres" semblent donc indépendantes de celles des roches encaissantes et ces roches ne peuvent être tenues pour responsables de la minéralisation. Cette conclusion rejoint celle tirée des phénomènes de grillage.

5 - LE "TEST DE STANTON"

Un critère objectif a été proposé par R.L. Stanton (1966) pour lever l'ambiguïté "remplacement ou synsédimentation" dans le cas de roches sédimentaires banales contenant des sulfures. Il repose sur le postulat que tout remplacement est sélectif. Dans un diagramme triangulaire, construit avec des radicaux-index représentant les trois principaux constituants de la roche-support, sont reportés des points représentant des classes de teneurs (en général SiO_2 , Al_2O_3 et CO_2). Si ceux-ci s'alignent dans l'ordre, on peut admettre un remplacement sélectif, puisque la teneur en sulfures augmente, quand celle d'au moins un constituant de la roche diminue. Si les points se superposent, il y a synsédimentation, puisque les constituants de la roche sont plus ou moins "dilués" par les sulfures et que leurs rapports respectifs ne changent pas (Stanton rejette comme improbable un remplacement non sélectif).

Seul un nombre restreint d'analyses était disponible et elles ont donc été reportées sans chercher à constituer des classes. Les teneurs ont été indiquées pour chaque point (fig. 76). Le fait de porter C_{orga} ou CO_2 minéral

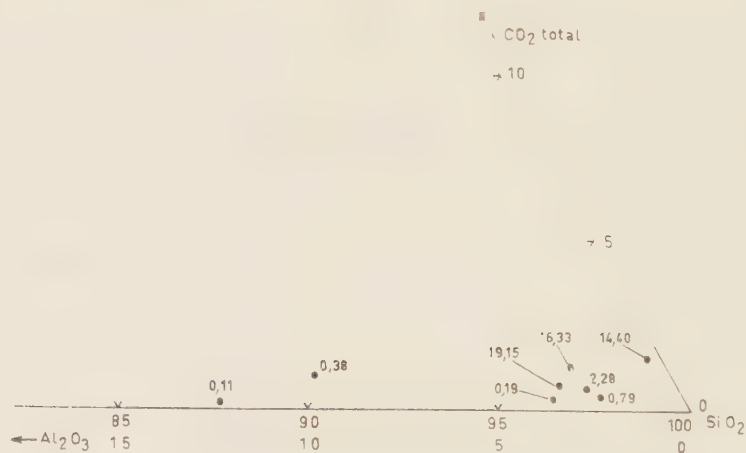


Figure 76 - Test de Stanton : relation entre teneur en Hg (%) et position dans le triangle " Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 total" de quelques échantillons de minerais d'Almadén.

à la place de CO_2 total ne change pas la présentation du diagramme. La faible valeur du troisième paramètre permettrait de travailler avec deux paramètres : SiO_2 et Al_2O_3 .

La répartition des teneurs ne semble pas organisée par classes croissantes, tout au plus peut-on remarquer un groupement des valeurs fortes en Hg autour du pôle SiO_2 , alors que les faibles teneurs sont dispersées. S'il est pos-

sible de tirer une conclusion d'un nombre aussi faible d'analyses, on pourrait remarquer qu'il n'y a pas de substitution sélective, puisque le rapport $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ ne contrôle pas les faibles teneurs, mais que les fortes teneurs correspondent à des quartzites purs. Ce phénomène peut être relié à la pétrographie : les bancs de sable longtemps remaniés comportent peu d'argiles, leurs grains de quartz sont bien arrondis et triés. Leur porosité primaire a donc été plus grande.

E — CONCLUSIONS

Le dosage du mercure dans une centaine d'échantillons de roches d'Almadén permet de tirer les conclusions provisoires suivantes :

- le fond régional des roches ignées situées au-delà de 20 km est normal (clarke crustal). Cette distance semble pouvoir être réduite (avec réserves) à 12 km ;
- les roches basiques, situées à moindre distance marquent des enrichissements nets vis-à-vis du clarke, enrichissement qui semble plus fort dans les roches à teneur en fluides plus élevées (basaltes et roches pyroclastiques, comparativement aux dolérites). Les roches prélevées en mine ont des teneurs plus fortes que les roches du jour ;
- le Quartzite du criadero, pris en dehors des zones minéralisées montre également des fluctuations importantes ;
- ces trois remarques permettent d'envisager une prospection stratégique en roche, dans des conditions qui seront à définir par des expériences complémentaires. Celle-ci semble se faire le plus avantageusement sur le Quartzite du criadero lui-même, ou sur des roches volcaniques ;
- le fond des schistes est également élevé, mais les teneurs en C_{orga} sont normales, pour ce type de roche.

Chapitre IV

COMPARAISONS

Fieldwork is physically and mentally healthier than
statistical laboratory analysis, but both are essential.
(E. Cloos - Lineation)

A - MINÉRALISATIONS DE LA ZONE D'ALMADÉN

1 RAPPEL SUR LE SUD DE LA MESETA

Le Sud de la Meseta ibérique compte parmi les régions minières privilégiées du monde. Sa richesse a reposé principalement sur trois métaux : cuivre, plomb (accompagné d'argent) et mercure. Le plomb a été extrait dans un certain nombre de districts (La Carolina, Linares, Castuera, Azuaga, Peñarroya, entre autres) ou de mines isolées (El Horcajo, S. Quintin). Il s'agit de minéralisations filoniennes à paragenèse simple : B.P.G.C. à galène nettement prédominante, généralement argentifère, et une gangue quartzo-dolomitique. L'argent accompagne le plomb, comme nous venons de le voir, mais peut aussi se présenter avec du cobalt subordonné (Guadalcanal). Les amas pyriteux du type Rio Tinto, ont fourni de grandes quantités de cuivre mais celui-ci apparaît également seul. De nombreuses autres substances ont encore été exploitées (U, Bi, W, Sb, Fe et Mn) mais en faibles quantités. D'après P. Laffitte et P. Rouveyrol (1963) : 1,75 % des tonnages cumulés mondiaux de Pb - Zn - Ag, 1,25 % de ceux de cuivre et 50 à 60 % de ceux de mercure sont concentrés dans cette région. Ce n'est qu'au sens large que l'on peut parler de province métallifère : les substances principales ont en commun leur chalcophilie, mais les modes et époques de mise en place montrent des disparités très grandes. Il est pourtant important de noter, même si pour l'instant aucune explication valable ne peut en être donnée, cette exceptionnelle densité de concentrations métalliques (essentiellement chalcophiles) d'âge paléozoïque, en comparaison avec la pauvreté des régions de constitution analogue (Nord de l'Espagne et Bretagne par exemple).

2 LA CONCESSION D'ALMADÉN

En petit, la concession d'Almadén présente un tableau analogue, mais l'inventaire des minéralisations autres que celles du mercure restera sommaire.

a - PLOMB ET ZINC

Certaines mines sont associées aux stocks de Garlitos ou de Fontanosas (Las Minetas, Carmen, Sta. Isabel pour le premier, Valdeinfierno, pour le deuxième). D'autres ne sont pas liées à des manifestations ignées percep-

tibles (Quinto del Hierro, Gasta y Sacarás, pour ne citer que les plus importantes). Un indice peu important se trouve à la limite des alternances supérieures et des schistes du mur (Pont du PK 12 de la route Almadén-Saceruela). En dehors de celui-ci, il s'agit de filons à galène (✱) avec une gangue quartzo-dolomitique.

b - CUIVRE

Le principal filon de cuivre est celui de Santo Domingo (Chillón - au Nord de la Sierra de Peña Barriga) dont les parties riches étaient formées de cuivre gris très argentifère. Il était orienté EW et pendait à 45° au NE. La chalcoppyrite apparaît fréquemment dans les filons de galène ou seule.

c - ANTIMOINE

Par suite de sa fréquente association avec le mercure, il convient de voir plus en détail les gisements de ce métal. La province de Ciudad Real a été un important producteur d'antimoine (voir plus loin) mais les trois indices connus de la concession ne présentent qu'un intérêt métallogénique :

"Los Accesos" (✱✱) (Sta Eufemia, à 1200 m au NNE du sommet du Grégorio). Les travaux (une descenderie de quelques mètres et une tranchée) ont été creusés dans les alternances supérieures, à leur contact avec les "argilites du mur", qui constituent la couronne de la galerie. Ils se situent à l'intersection de deux failles, l'une orientée N 15° W, l'autre, N 50° E. Cette dernière est suivie par la descenderie et la minéralisation apparaît, concentrée sous le toit imperméable, remplissant des fractures parallèles à cette faille. On observe de la stibine, des antimonocres et de la limonite. Les couches ont une direction de N 35° W et un pendage de 35 NE.

"La Balanzona" (✱✱) (Sta Eufemia, à 600 m à l'Est du Cortijo de la Molina). Le Quartzite du criadero forme une surface structurale faiblement inclinée (N 6° W - 16° W), parcourue par deux réseaux de fractures (N 15° - 25° W et N 25° E). Le dernier, vertical, est minéralisé en stibine. La surface structurale correspond assez bien au contact supérieur du Quartzite du criadero et des schistes graphiteux. Ces derniers se retrouvent immédiatement au pied occidental de la colline.

Las Navas (Almadenejos, 450 m à l'Est de la maison de maître de Las Navas). Une fracture (N 40° E, 70° NW) montre des poches de stibine de quelques dizaines de centimètres de longueur, explorées par un puits. Une galerie à flanc de coteau a cherché à recouper la fracture par le bas, apparemment sans succès. La roche encaissante est un quartzite de position stratigraphique incertaine : Quartzite "canteras" pour A. Almela et al. (1962) alors qu'il a un faciès semblable à celui du Quartzite armoricain. Seule la stibine a été observée.

Les trois indices examinés ont en commun la paragenèse simple (stibine seule ou accompagnée des produits de son oxydation), où le cinabre notamment fait défaut, et leur caractère de remplissage de fracture. Dans deux cas au moins, la minéralisation se trouve dans la partie haute d'une roche compétente, juste en dessous d'un contact avec une roche imperméable. On retrouve là un effet de toit. En revanche, on n'observe aucun lien avec la stratigraphie et les trois indices se trouvent dans des horizons distincts.

A l'intérieur de la concession, on trouve trois paragenèses monominérales différentes. L'absence de termes de passage et de paragenèse mixtes, ainsi que les différences morphologiques (le mercure imprègne des quartzites, l'antimoine cimente de petites fractures et le plomb se présente en filons francs) permettent d'affirmer que les conditions physico-

(✱) A la mine "Carmen" (Garlitos, Badajoz), j'ai observé en section polie des quantités subordonnées de safflorite, de glaucodot et de jamesonite.

(✱✱) Permis de recherche de D.A. Moreno Sanchez de Sta Eufemia, qui m'a aimablement renseigné.

chimiques de leur mise en place étaient différentes, et qu'il en est probablement de même pour l'époque de cette mise en place.

d - TUNGSTÈNE

Le tungstène est connu, sous forme de wolframite accompagnée de scheelite, dans des prospects situés légèrement au Sud de la concession, dans le territoire de Belalcázar ("Cogallarta alta", "Cogallarta baja" et "Alcantarilla"). Ce sont des filons à gangue quartzeuse, placés à la limite du granite et de l'auréole de métamorphisme (Rechenberg, 1954). Dans des conditions très voisines, se rencontre le bismuth, à Conquista (Córdoba) et Torrecampo (Cordoba). Ces gîtes s'intègrent dans la ceinture stannio-wolframifère, (Ahlfeld, 1958), déjà mentionnée, qui peut se suivre sur plusieurs centaines de kilomètres entre La Coruña et Montoro (Córdoba).

B - LA PROVINCE IBÉRIQUE À MERCURE, ANTIMOINE ET ARSENIC

Les gisements de ces trois métaux sont suffisamment nombreux dans la Péninsule ibérique (fig. 77) pour que l'on soit en droit de parler de province. Comme les trois se rencontrent ensemble ou séparément, un classement des gîtes et indices par régions est plus judicieux (*). On peut ainsi distinguer les sous-provinces suivantes : de Sierra Morena, - des Asturies, - de Porto, - de Sierra Nevada, - du Levante, - des Pyrénées.

1 SOUS-PROVINCE DE SIERRA MORENA

En dehors des minéralisations situées à l'intérieur de la concession, décrites dans les pages précédentes de la deuxième partie, on connaît quelques autres indices de mercure et de nombreux gîtes d'antimoine.

A Usagre (Badajoz) un gisement de mercure a été exploité dans les calcaires du Cambrien inférieur. Une carte de prospection géochimique (**) semble montrer que les anomalies étaient liées à un horizon porteur dolomitique. En fait, il s'agit d'un artefact : cet horizon, plus résistant est le seul à affleurer, et donc à avoir été échantillonné. Le cinabre se présente, mêlé à de la galène et à de la limonite, et accompagné de quartz et de barytine, dans des fissures parallèles à la stratification, dans un puits incliné. Dans la mine proprement dite, l'exploitation semble avoir porté sur des fissures verticales perpendiculaires à la stratification. V. Sos Baynat (1962) signale du cinabre et du mercure dans les concentrés par gravité de El Berrocal (Mérida, Badajoz) où ils proviendraient de quartzites attribués au Silurien.

A l'intérieur du permis de recherches "Reserva del Valle de Alcudia", du cinabre a été rencontré dans les concentrés de battée de trois endroits différents (Crespo Lara, 1972) :

- à l'Est du hameau de Valdeazogues (aux environs de la Casa de la Colmenilla), dans l'Ordovicien ;
- à l'Est de Mestanza, à environ 1,5 km de part et d'autre de la mine d'Encinarejo dans des ruisseaux descendant du Quartzite armoricain et coulant uniquement dans l'Alcudien.

(*) Ce paragraphe a été préparé à partir d'une étude bibliographique exhaustive, complétée par des observations personnelles (les noms de mines sont alors donnés en caractères espacés) et des renseignements aimablement communiqués par les Jefaturas de Minas suivantes : Ciudad Real, Córdoba, Granada, Léon et Oviedo. Je les remercie, ainsi que les Sociétés suivantes qui m'ont facilité les visites : S. M. M. Peñarroya, Astur Belga de Minas, La Soterrana, Minas de Tarna, Rio Kummer, et enfin M. M. H. Cuartas et Gutierrez Pajares d'Oviedo.

(**) Levée par Aeroservice et aimablement communiquée par la Société Astur Belga.



Figure 77 - La province ibérique à mercure, antimoine et arsenic.

Dans aucun de ces cas, la minéralisation primaire n'est connue, mais l'auteur rejette "a priori" la possibilité d'une origine humaine du cinabre, à partir des mines d'Almadén.

En plein batholite de Los Pedroches, le mercure est connu depuis longtemps aux environs du village éponyme de Pedroche (Espina Capo, 1930 et 1931). Des essais récents de prospection stratégique par battée ont montré l'existence de cinabre dans plusieurs secteurs de la partie centrale du batholite : entre Pozoblanco et Pedroche, au Nord de Villanueva de Córdoba et au NW de Venta de Cardena (Leal Echevarria et Vaquero Nazabal, 1971). L'étude d'ensemble du batholite n'ayant pas encore été exécutée, ces découvertes restent ponctuelles, mais démontrent l'extension régionale de l'anomalie en mercure.

L'antimoine a fait l'objet d'une intense activité dans le district d'Almuradiel - El Viso del Marquez - Sta Cruz de la Mudela - Torrenueva (Ciudad Real). A Almuradiel, la mine Nazarena a exploité trois filons verticaux, bréchiques, dont la stibine a constitué le ciment. Ces filons traversent les "Quartzites inférieurs" (Llana de Llanillo) (communication orale de G. Tamain). A Espiel, l'antimoine a été exploité dans des filons encaissés dans des schistes ordoviciens. Il a également été recherché dans des granites silicifiés (Sta Maria de Trasierra - Córdoba, et Higuera de la Sierra, Huelva) ou dans le Culm (Nerón, près de Tharsis, Huelva) où l'on observe un filon bréchiforme, parallèle à la stratification, à stibine, chalcoppyrite et quartz. Quelques indices de Sb enfin sont signalés par G. Tamain (1968) à l'Ouest de La Carolina (Jaen) dans le Culm (?).

2 SOUS-PROVINCE DES ASTURIES

Elle a constitué pendant longtemps un producteur important de mercure, ainsi que d'arsenic. Les minéralisations se présentent sous des formes variées. Les gisements et indices concernés sont situés essentiellement dans la province d'Oviedo et accessoirement dans celle de Léon.

a - GROUPE DU CAMBRIEN

A Pola de Somiedo (Oviedo), une petite exploitation (Sta Maria de la Encarnación) et des recherches ont été faites sur plusieurs cheminées minéralisées, situées à l'intersection d'une faille principale avec des failles obliques et régulièrement espacées. La roche encaissante est constituée par le calcaire de Lánchara, localement dolomitique. En surface, on trouve quelques mouches isolées de cinabre, et latéralement de malachite, mais limitées à la zone dolomitique.

Des indices situés dans un contexte tout à fait identique sont connus en Galice (communication orale de J.J. Guillou).

b - GROUPE DE L'ORDOVICIEN

A proximité des Asturies, en Sierra de Caurel, J.J. Guillou (1969) a décrit des minéralisations antimonifères strictement liées aux niveaux des calcaires Ashgill, à une exception près dans les schistes à Calymène. En revanche, on n'y rencontre pas de mercure.

c - GROUPE DU DÉVONIEN

A Pelúgano (Oviedo) la partie sommitale des quartzites dévoniens, en dessous du calcaire carbonifère, est imprégnée de mercure sur 2 m (Dory 1895). A Barrios de Luna (Léon), le cinabre imprègne et cimente les fractures d'un grès du Dévonien moyen (x), et dans une moindre mesure des calcaires du même âge, pris dans des plis-failles très serrés. Des crinoides ont été épigénisés en cinabre.

(x) Datation paléontologique inédite de A. Almela (1958).

d - GROUPE DU CARBONIFÈRE

Une série de gisements sont alignés du Nord au Sud dans la vallée du R. Caudal (Mieres et Pola de Lena, Oviedo). Dans un groupe de quatre gisements à Mieres (Esperanza, Aumenta Peña et Estol), la minéralisation forme des lentilles parallèles de 150 m sur quelques dizaines de mètres en section horizontale. Le cinabre accompagné de mispickel, imprègne le fond de la roche et cimente quelques fissures. Un deuxième groupe, situé plus au Sud, à Pola de Lena, (La Soterrana, Brañalamosa et mina de Navidad) est formé de minéralisations en colonnes localisées dans des calcaires carbonifères. A "La Soterrana" la paragenèse est la suivante : cinabre, réalgar,orpiment et mispickel. Pour ces deux ensembles, G. Anger et al. (1968) admettent une zonalité hydrothermale semblant se disposer autour d'une intrusion, non connue. Il est curieux de constater que les minéralisations plus chaudes se disposent en périphérie et les plus froides au centre de celles-ci.

Plusieurs mines sont liées à la caliza de montaña (x) : "Carmina" (Riano / Léon) et "Asuncion" (Pedroso del Rey, Léon) exploitent des remplissages karstiques. Leur ciment renferme du cinabre et de la fluorine violette. Les prospects de Lois (Anciles, Léon) et de Pélúgano, déjà cités à propos du Dévonien, peuvent éventuellement être rattachés au même niveau. La Buferrera (Cangas de Onís, Oviedo) occupe une place à part : le cinabre apparaît en inclusions dans une hématite sidérolithique à Mn, remplissant un karst implanté dans la "caliza de montaña". Le cinabre est concentré au fond des poches et à proximité du calcaire. Du cinabre aurait enfin été trouvé dans trois couches de charbon à Lada (Oviedo). Il reste d'autres mines et indices qui ne peuvent être classés pour l'instant, faute de détails.

3 SOUS-PROVINCE DE PORTO

Dans un synclinal à coeur carbonifère, il y a un grand nombre de filons encaissés dans des schistes siluriens. L'exploitation a porté sur de la stibine faiblement aurifère. La minéralisation est irrégulière et la direction des filons très variable.

4 SOUS-PROVINCE DE SIERRA NEVADA (xx)

Quelques mines ont été exploitées dans les Alpujarrides (bordure sédimentaire au Sud de la Sierra Nevada) dans les territoires des communes suivantes : Almégijar, Berchules, Busquistar, Cadiar, Cástaras, Jubiles, Lobres, Notaez, Pitres et Tímar. Le cinabre apparaît dans les calcaires triasiques (poches et chapelets dans des fissures du calcaire, ou au contact entre calcaires et schistes) ou encore dans des argiles (de remplissage ?). On remarque l'absence de schistes carburés et d'hydrocarbures (Jefatura de Minas, Granada). Le cinabre est associé à des cuivres gris et à des sulfures de nickel et de cobalt, ainsi qu'à des hématites, si les veines sont minces. On rencontre également du cinabre avec des cuivres gris et des sulfures complexes (Co, Cu et Ni) à Motril et Albuñol. Aux environs de Berja (Almería), au-dessus de la Castala, un niveau argileux contient des traces de mercure. Il se trouve au voisinage de "diabases", sans qu'une liaison directe entre ces roches ait pu être observée (Jacquin, 1970).

Le cinabre a été signalé sur le versant nord de la Sierra Nevada, dans ou aux environs de la zone du Marquesado de Cenet : Ferreira, Dolar, Lacalahorra, Aldeire et Huéneja. A Bayarque (Almería), le mercure est associé

(x) La "caliza de montaña" est un calcaire sombre, de couleur gris bleu et de grain fin riche en matière organique. Sa puissance est de plusieurs centaines de mètres. Elle est d'âge namurien.

(xx) Sauf indication contraire, ces localités sont situées dans la province de Grenade. Voir aussi J. Gonzalo Tarín (1881) et L. Mallada (1902).

à l'antimoine et au cobalt dans des intercalations carbonatées d'une série schisteuse ou "dans des pélites riches en calcite et en chlorite situées généralement sous des pélites noires probablement riches en matières organiques" (Jacquin, 1970). Un indice situé à Cuevas de Vera, se placerait dans le Silurien (de Launay, 1913).

5 SOUS-PROVINCE DE LEVANTE

Les indices de Chovar et Eslida (Castellón de la Plana) présentent une minéralisation très irrégulière dans des calcaires triasiques (Mallada, 1881). A Orihuela (Alicante), le cinabre apparaît avec une paragenèse complexe (sulfures de Co, Cu et Ni) dans des calcaires triasiques recouvrant une coulée ophitique (Maillot, 1971).

Le mercure est donc connu tout autour du noyau métamorphique constitué par les Sierra Nevada et S. de Los Filabres, dans des séries du Trias alpujarride (à l'exception peut-être du gisement de Cuevas de Vera). La minéralisation se présente avec deux faciès : - cinabre seul, dans des argiles ou des calcaires ; - en filons avec une minéralisation sulfurée complexe, où il résulte peut-être de l'altération de cuivre gris.

Une telle disposition concentrique semble désigner le noyau métamorphique comme source du mercure. La vérification de cette hypothèse demande la datation et l'étude géochimique du matériel constituant le noyau métamorphique.

R. Maillot (1971), à la suite de J.P. Jaquin, évoque la possibilité d'une origine volcano-sédimentaire triasique pour le mercure de Berja et d'Orihuela. Pour les autres indices, cela ne semble pas évident, car des roches volcaniques n'y sont pas signalées.

6 SOUS-PROVINCE DES PYRÉNÉES

Dans la région de Burguete (Navarra), on connaît un paléodôme de Dévonien, recouvert d'un Trias de faciès germanique et entouré de formations crétacées et éocènes. Quatre groupes d'indices liés à des fractures entourent ce dôme. Ces fractures affectent différentes formations et les minéralisations ne sont pas liées à un étage spécifique. Il s'agit de sulfures et de carbonates de cuivre accompagnés de cinabre, et plus rarement de blende, de galène et de barytine (Chesterikoff, 1963 ; 1964). L'aspect pulvérulent du cinabre, qui est associé à de la malachite dans les échantillons d'Arrieta, indique que probablement le mercure dérive des cuivres gris. A. Chesterikoff (1963, 1964) conclut à une origine plus tardive du mercure, et isolée vis-à-vis du cuivre, d'après ses observations au microscope et à la microsonde. Sous cette dernière, les cuivres gris auraient montré une absence complète du mercure. Compte-tenu de la faible limite de détection de cet instrument (de l'ordre de 1 %), il me semble cependant possible que les cuivres gris aient des teneurs suffisamment élevées en Hg pour donner du cinabre secondaire à l'altération.

7 VUE D'ENSEMBLE SUR LE MERCURE DE LA PÉNINSULE IBÉRIQUE

Le mercure d'Almadén et de son district occupe une place unique : à l'exception peut-être de l'antimoine de Porto, aucune autre minéralisation ibérique n'a le même environnement. La diversité des paragenèses et des environnements est la caractéristique la plus évidente des gisements de mercure de la Péninsule. Cette diversité est plus grande encore pour les gîtes d'antimoine, puisqu'on les rencontre aussi dans des roches ignées.

Une étude synthétique des gisements de mercure de la Péninsule ibérique est en cours, et dès maintenant, on peut en signaler les conclusions provisoires :

Les paragenèses sont au nombre de trois : - cinabre seul ; - cinabre avec sulfures complexes (à Ni, Co, Cu) ; - cinabre avec As.

On n'a pas rencontré les paragenèses à W et Sb, connues ailleurs. Dans la Péninsule ces métaux sont toujours isolés quand ils apparaissent.

Les âges des roches encaissantes sont bien délimités : - Cambrien ; - Silurien : Llandovery ; Dévonien ; - Carbonifère : apparemment tout le Carbonifère ; - Trias.

La pétrographie des roches encaissantes est simple : il s'agit de grès ou de carbonates. Les descriptions ne sont pas toutes suffisamment précises, pour permettre d'étendre à d'autres gisements l'observation faite à Caunedo sur le lien entre développement local de dolomite dans un horizon carbonaté et la présence de cinabre, mais ce problème est important. La matière organique joue un rôle dans certains cas (Almadén et "caliza de montaña"), mais ce n'est pas une règle générale.

En grand, les minéralisations sont souvent liées à un horizon porteur (Quartzite du criadero, caliza de la montaña), mais en petit elles se présentent avec un aspect épigénétique : remplissage de cassures, voire de karsts. Un caractère général de toutes ces minéralisations, exception faite d'Almadén, est leur très faible enracinement qui n'est souvent que de quelques dizaines de mètres. L'intensité de l'érosion soulève donc un autre problème : tous les gîtes de mercure sont-ils concentrés près de la surface, ou connaissons-nous uniquement les gîtes au voisinage de la surface actuelle ? Dans le premier cas, certains mécanismes, encore inconnus, seraient susceptibles de transporter des quantités quelquefois considérables de mercure, mais auraient dû cesser d'agir récemment. Dans le deuxième, l'avenir sourirait au mineur et il suffirait d'une technique adéquate pour trouver d'autres gisements.

C – MINÉRALISATIONS DU TYPE ALMADÉN

Nous venons de voir que la Péninsule ibérique n'offre qu'un district ressemblant à Almadén, celui de Porto. En revanche, d'autres existent sur le pourtour septentrional de la Méditerranée (fig. 78) ("Antimon - Wolfram - Quecksilber - Formation" de A. Maucher, 1965). Voyons donc quels sont les critères de sélection retenus :

âge ordovicien ou silurien : - formations sédimentaires détritiques, à schistes carburés ; - intercalations volcaniques (basiques) ; - minéralisation en mercure et antimoine.

La restriction sur l'âge élimine un certain nombre de gisements dont l'environnement est semblable à celui d'Almadén quant aux autres critères. Une généralisation trop grande est ainsi évitée. Une distinction fondamentale s'établit cependant : aucun des gisements ou indices, dont la description suit, ne montre une véritable imprégnation d'un quartzite comme celle décrite à Almadén. Les conditions ont donc été moins favorables pour une importante accumulation.

Certains indices bretons semblent appartenir à ce groupe (✱) : Belligné et La Rouxière (Loire Atlantique) sont situées dans des formations de la limite Ordovicien-Silurien. Il s'agit de schistes pyriteux et siliceux, peut-être dérivés de tufs volcaniques dévitrifiés, et encadrés par des grès. La série stratigraphique contient les spilites et kératophyres décrits par A. Arnaud (1966). La minéralisation est complexe : le cinabre est accompagné de pyrite

(✱) Près d'un millier d'indices alluvionnaires de cinabre ont été détectés par le B.R.G.M. Ils sont disséminés dans toutes les formations mais avec une prédilection pour le Silurien et le Carbonifère, ainsi d'ailleurs que pour le voisinage des grandes failles (Guigues et al., 1969). Quelques-uns de ces indices ont été examinés en détail par des travaux miniers. Je remercie J. Guigues et H. de Vaucorbeil de m'avoir fait connaître les principaux.

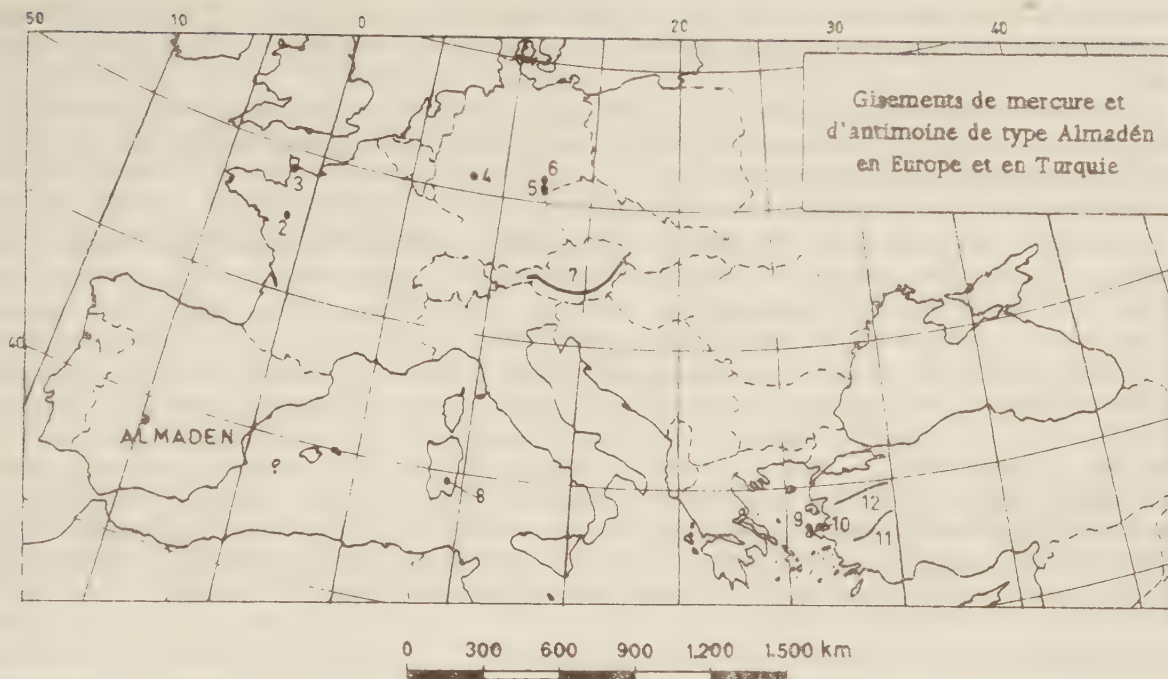


Figure 78 - Gisements européens de mercure et d'antimoine appartenant au type Almadén. 1 - Porto ; 2 - Belligné, La Rouxière et La Lucette ; 3 - La Chapelle-en-Juger (?) ; 4 - Königsberg/Wetzlar ; 5 - Hartenstein et Niederhaslau ; 6 - Niebra-Loitsch ; 7 - Ceinture du Paléozoïque plus ou moins métamorphique des Alpes autrichiennes ; 8 - Zone du Gerrei ; 9 - Chios ; 10 - Presqu'île de Karaburun ; 11 - Ceinture d'Habibler, Camliça, Halikoş ; 12 - Ceinture de Demirkapı, Söğüt-Eymir ; Dudas.

et de blende, avec en plus pour La Rouxière, de la stibine, de la chalcopryrite et du cuivre gris. Cette minéralisation apparaît dans les zones fracturées uniquement. Il est possible enfin que l'ancienne mine de La Chapelle-en-Juger (Manche), située dans des roches basiques du Briovérien, soit en fait dans de l'Ordovicien, à la lueur de récentes datations géochronologiques. J. Guigues et al. (1969) interprètent les concentrations de mercure de Bretagne comme provenant des manifestations volcaniques paléozoïques, puis mobilisées et redéposées le long des grandes failles par des circulations hydrothermales.

Un net contrôle stratigraphique est également décrit à La Lucette (Mayenne), qui a été au début de ce siècle, l'un des principaux producteurs mondiaux d'antimoine, à or et arsenic subordonnés. Les filons sont situés dans des cassures perpendiculaires à l'axe d'un pli, mais la minéralisation est limitée à la traversée de grès-quartzites durs du Silurien, recouverts par une épaisse série d'ampélites qui ferment le passage des filons (Guigues et Marchairas, 1972).

Quelques indices de mercure en République Démocratique Allemande sont situés dans des séries ordoviciennes ou siluriennes de l'Erzgebirge occidental : Hartenstein et Niederhaslau. Dans les deux cas, il s'agit de remplissages de fractures parallèles à la stratification. Ces indices sont mis en relation avec des accidents régionaux (Schulze, 1964). On peut cependant remarquer le voisinage spatial avec des effusions basiques (net à Niederhaslau), qui est également connu pour plusieurs indices du Dévonien : Königsberg-Wetzlar (Bortke, 1964) et Niebra-Loitsch (Thuringe) (Schulze, 1965).

Les gisements à stibine-scheelite du Gerrei (Sardaigne du SE) sont encaissés dans des séries dont l'âge est situé entre l'Ordovicien supérieur et le Dévonien supérieur, comportant des interstratifications de laves acides. Ils sont liés à un seul niveau de schistes graphiteux d'une dizaine de mètres. Les figures de sédimentation présentées par le minerai, de même que le voisinage spatial avec les laves sont leurs caractères les plus remarquables (Angermeier, 1964).

Une quinzaine de gisements de la paragenèse Hg-Sb-W (x), situés entre Innsbruck et les environs de Bratislava, dans des séries du Paléozoïque ancien (Ordovicien-Silurien), ont été dénombrés (Maucher et Höll, 1968).

En Turquie et à Chios, on connaît trois époques métallogéniques à Hg-Sb, dont la première silurienne, comporte également du tungstène. La plupart des gisements sont associés à des roches volcaniques acides, riches en K. Les roches sédimentaires sont très riches en matière organique (Höll, 1966).

La synthèse de ces descriptions fait apparaître une certaine identité dans l'environnement, toujours volcano-sédimentaire. Les roches volcaniques sont toujours interstratifiées mais peuvent être acides ou basiques. On ne peut donc parler de spécialisation métallogénique des magmas. Un caractère commun semble exister pour plusieurs gisements : la richesse en K de ces laves (Sardaigne, Turquie, et Almadén). Sa signification échappe encore. Les tufs sont fréquents : faut-il les mettre en relation avec le caractère potassique des roches ? Les sédiments sont détritiques, pélitiques ou plus grossiers, généralement très riches en matière organique. Quelquefois on trouve aussi des carbonates. Des figures sédimentaires de minerais ont été observées dans des secteurs privilégiés. Dans un district donné, on observe la liaison des minéralisations à un niveau stratigraphique bien déterminé, même si celles-ci sont souvent sécantes. En revanche, il n'est pas possible, dans l'état actuel de nos connaissances, de dater avec précision tous ces gisements et de les comparer entre eux : on peut seulement dire qu'ils sont probablement d'âge silurien, à la rigueur ordovicien ou dévonien. Les minéralisations ont subi, avec leur encaissant, les événements tectoniques et métamorphiques hercyniens.

Le type de gisement d'Almadén a donc été retrouvé ailleurs.

La triple paragenèse à Sb-W-Hg n'a été observée jusqu'à présent, que dans les gisements stratofides (xx) du Paléozoïque ancien (xxx) par A. Maucher et R. Höll (1968) qui proposent pour cette raison de l'utiliser comme guide géochimico-stratigraphique. Par ailleurs, ces auteurs constatent que la stibine et le cinabre peuvent disparaître, que la scheelite (avec des traces éventuelles de Mo) peut devenir "minéral guide géochimico-stratigraphique" et enfin que la scheelite n'apparaît jamais seule avec le cinabre.

En ajoutant ces remarques à mes observations à Almadén, on constate l'existence d'une série de variantes de la paragenèse à Hg-Sb-W :

cinabre
cinabre-stibine
cinabre-stibine-scheelite (éventuellement à stibine prédominante)
stibine-scheelite
scheelite.

On peut envisager, a priori, trois facteurs responsables d'une telle diversification : le métamorphisme, l'environnement de dépôt et l'apport primaire. Le métamorphisme pourrait jouer un rôle sélecteur en mobilisant, lorsque son intensité croît, des éléments de moins en moins mobiles. Almadén a subi un métamorphisme beaucoup plus faible que les autres gîtes, or la stibine et la scheelite, moins mobiles que le cinabre, y font défaut et rien ne permet donc d'affirmer qu'ils n'aient jamais été présents. Ce mécanisme s'élimine donc. L'environnement de dépôt, par des différences locales des conditions physico-chimiques, Eh et pH, peut sé-

(x) La paragenèse Hg-Sb-W n'a qu'une seule expression minéralogique : cinabre, stibine, scheelite. Les trois éléments n'ont pas d'autres minéraux primaires, mais ils ne sont pas systématiquement exprimés dans tous les gisements de cette ceinture.

(xx) Ce terme ne rend pas la notion de lien exprimée dans le mot allemand "schichtgebunden".

(xxx) A l'exception toutefois des filons sécants de Gravelotte dans la Murchison Range (Transvaal), situés dans des roches précambriennes.

parer des métaux de propriétés chimiques aussi différentes. Il va de soi que la scheelite est limitée à un environnement carbonaté, comme l'observation (Höll et Maucher, 1967) le corrobore. L'apport primaire a certainement joué un rôle, puisque dans des environnements analogues les minéralisations peuvent cependant être différentes. Les raisons possibles sont multiples : remobilisation du contenu métal de sédiments, eux-mêmes différenciés, ou différences du contenu magmatique primaire en métaux. La forte diminution de la solubilité du cinabre dans les solutions alcalines en présence de stibine, invoquée par G. Tunell (1964) pour expliquer la séparation de l'antimoine et du mercure, peut expliquer des différences locales, mais il est vraisemblable que les deux derniers facteurs (rôle de l'environnement de dépôt et de l'apport) soient intervenus tous deux.

D – CONCLUSIONS

La concession d'Almadén, comme la Sierra Morena dans son ensemble, montre une grande diversité des minéralisations. Pour l'étude d'Almadén, il suffit de noter que ces gisements sont de types très différents et que celui d'Almadén est limité à la concession et au seul mercure. Par opposition à la formation à mercure-antimoine-tungstène de A. Maucher (1965), l'antimoine et le tungstène ne s'y montrent pas solidaires du mercure : le premier n'est pas lié à un horizon type, le second (la scheelite est d'ailleurs subordonnée) fait partie d'un vaste ensemble régional contrôlé par des granites. C'est seulement lorsque l'on étend la comparaison à l'ensemble de la Péninsule que l'on peut trouver une analogie dans la zone antimonifère de Porto.

L'ensemble de la Péninsule ibérique est richement minéralisé en mercure. Celui-ci apparaît seul, avec l'arsenic ou avec des minéralisations sulfures complexes à cuivre gris. La dernière paragenèse est surtout caractéristique des gîtes triasiques du Sud et du SE de l'Espagne.

Quelques faits ressortent de cette vue d'ensemble :

- l'exceptionnelle concentration du mercure d'Almadén, dans un secteur très limité d'une formation lithologique ayant une très grande extension latérale et l'absence d'association avec d'autres minerais économiques ; inversement, dans aucun autre gisement examiné dans ce chapitre, la roche support n'est formée de quartzites, ayant l'importance de ceux d'Almadén,
- la richesse de la Péninsule ibérique en minéralisations de mercure (le problème du fond géochimique n'a pas encore été abordé) ;
- la concentration importante de gisements chalcophiles dans la Sierra Morena l.s. ;
- la physico-chimie de cette paragenèse à Sb-W-Hg reste à élucider, alors que les aspects géotectoniques ont déjà été traités (Maucher, 1965 ; Maucher et Höll, 1968) ;
- le caractère potassique des laves, associées aux gisements de ce groupe, que ces laves soient acides ou basiques,

Seul le premier de ces problèmes sera abordé dans le chapitre suivant.

Chapitre V

INTERPRÉTATIONS

Si non e vero, e ben trovato.

Votre rapport est instructif, et s'il conclut du possible au certain, cela ne me dispense pas de méditer les hypothèses qu'il suggère.

(P. Louys - Les aventures du Roi Pausole)

Les chapitres précédents sont, pour l'essentiel, constitués d'un patient inventaire des caractères géologiques de l'environnement régional et local d'Almadén. Faits d'observation et interprétations ont été séparés, mais ont été classés dans un double cadre, apparemment rigide, qui en a pourtant facilité la présentation : discipline géologique et échelle d'observation. Les objets géologiques susceptibles d'avoir favorisé la formation du gisement ont été soulignés : ainsi se dégagent les "métaillotectes" (Laffitte, Permingeat et Routhier, 1965).

Le but de ce chapitre est donc de passer d'un inventaire à la recherche d'une explication causale, qui doit servir de support à une étape ultime : la prospection de nouveaux gisements. A cet effet, on confrontera d'abord les théories classiques à l'observation, puis à l'aide de connaissances générales sur la géochimie du mercure, on recherchera ensuite un modèle génétique rencontrant le minimum de contradictions factuelles.

A - RAPPEL DES THÉORIES CLASSIQUES

Les théories classiques sur la genèse du gisement d'Almadén admettent toutes une imprégnation du quartzite, postérieure à la formation de ce dernier. Elles varient cependant quant aux processus postulés.

1 THÉORIE DE LA SUBLIMATION

La basse température de fusion du mercure a souvent été invoquée pour expliquer ses gisements et leur paragenèse en général monométallique. Ainsi J. Ezquerro del Bayo (1838) pensait que le cinabre résulterait de la combinaison d'exhalaisons de S et de Hg. Lorsqu'il n'y a pas eu combinaison, elles auraient abouti au Hg métallique, et par combinaison avec le Fe, à la pyrite.

De nombreuses observations (figures sédimentaires, auréoles emprisonnant du cinabre, etc.) montrent que la minéralisation s'est réalisée sous une couverture d'eau et qu'on ne peut donc pas parler de sublimation au sens strict. En revanche, ce modèle annonce les exhalaisons.

2 - THÉORIE DE L'IMPRÉGNATION HYDROTHERMALE EPIGÉNÉTIQUE

Ce modèle est de loin le plus invoqué, avec quelques variantes. Il a été présenté par C. de Prado (1855) qui admettait une substitution, au moins partielle, du quartz par le cinabre, substitution qui pouvait également se faire dans les schistes (*). Cet auteur avait également remarqué le rôle des matières organiques et lié la richesse des gisements de mercure à leur abondance. Enfin il avait bien souligné que le gisement d'Almadén, formé de couches imprégnées de cinabre, ne comportait donc pas de véritables filons. Cette distinction fut souvent oubliée par la suite.

G. F. Becker (1888) constata une imprégnation, souvent en stockwerk, mais nia la substitution, à l'aide d'un raisonnement mathématique juste en soi, mais basé sur des prémisses contraires à l'observation microscopique. Son mémoire a donné lieu à une vive controverse dans les "Actas de la Sociedad de Historia Natural" (Becker, Calderón Arana, Cortázar, Fernandez Navarro ; 1894). Il y souligna en particulier son opinion sur la contemporanéité du quartz et du cinabre (voir chapitre I de la deuxième partie).

La plupart des auteurs ont admis avec lui que le transport du mercure se faisait sous forme de divers polyhalures de sodium et de mercure, qui sont de toutes les formes du mercure, celles ayant les solubilités les plus élevées. En revanche, cette hypothèse satisfaisante au laboratoire, n'est pas soutenue par l'observation, ni des sources chaudes déposant actuellement des traces de cinabre, ni des inclusions fluides des minéraux prélevés dans les gisements de mercure.

Les observations sur les failles, l'absence de racines, constatée pour plusieurs corps minéralisés et les figures sédimentaires rendent ce modèle peu plausible. On remarquera par ailleurs que l'accord est général pour admettre que la formation des gisements s'est faite à des températures comprises entre 100° et 230° C et à une pression inférieure à 30 bars. Si ce chiffre signifie quelque chose, cette pression n'a régné dans la partie la plus profonde connue du gisement (600 m actuellement), qu'aussi longtemps que les couches étaient encore horizontales...

3 THÉORIE THERMOSYPHONNIENNE

P. Fabrega (1926) a proposé un gigantesque mouvement de convection "en supposant que les couches de quartzite, au début du plissement, débouchent d'un côté dans une mer profonde, en ayant l'autre côté sur le rivage. Il suffirait alors que l'eau sous-marine soit faiblement métallisée en mercure, pour que le courant thermosiphon résultant imprégnât les couches filtrantes de quartzite".

Ce modèle est purement hypothétique, puisqu'il n'est étayé par aucun fait paléogéographique ou tectonique, mais suggère quelques instants de réflexion sur la partie marine du cycle géochimique du mercure. Le volume approché de tous les océans est de l'ordre de $1,4 \times 10^6$ km³, la teneur de l'eau de mer en mercure peut être estimée à 1 ppb (**) et la quantité de mercure contenue dans les océans est donc de $1,4 \times 10^6$ t, soit l'ordre de grandeur d'Almadén (***). Bien que les hypothèses soient grossières, on remarquera donc en passant une impossibilité

.....

(*) L'auteur écrit alors cette phrase, intéressante pour l'histoire des sciences : "Si, dans le siècle dernier, quelqu'un se fût avisé de dire que le cinabre, dans ce cas, n'avait pas été formé par voie de sédiment et en même temps que les roches où il se trouve, personne ne l'aurait cru, ce qui ne doit point nous surprendre". Eternel retour.

(**) Les résultats analytiques s'étagent entre cette valeur et une valeur trente fois inférieure, selon les auteurs.

(***) La production connue est de l'ordre de 250 000 t, sans mentionner les anciennes pertes métallurgiques et les réserves.

matérielle, qui exclut également une origine chimique du gisement. En revanche, il semble possible que la source du mercure des sédiments marins soit l'eau de mer, dont il est extrait en partie par sulfuration, et essentiellement par adsorption (Krauskopf, 1956).

4 THÉORIE DES CHEMINÉES VOLCANIQUES

Cette théorie a été ébauchée par A. Almela et T. Febrel (1960), qui avaient remarqué la coïncidence entre minéralisation et plus grandes épaisseurs de tufs, mais avaient rejeté la possibilité d'une relation génétique entre les deux phénomènes "puisque pour nous la minéralisation cinabrifère a été très postérieure à la formation de ces tufs". Ils admettent en effet que les sulfures ont pu être introduits à travers la frailesca, grâce à sa perméabilité en grand (les failles), ou en petit (la porosité et la faible résistance mécanique). Les failles ont déjà été écartées comme chenal d'arrivée de la minéralisation, et la porosité, pas plus que la faible résistance mécanique **ne peuvent être retenues**. Sauf là où la frailesca est faillée ou fracturée, les galeries creusées dans cette roche sont sèches, donc imperméables, et remarquablement solides.

I. Quintero (in Anonyme, 1970) a modifié cette théorie, en postulant l'existence de cheminées volcaniques (chapitre I de la deuxième partie) qui auraient guidé l'apparition des grands cisaillements, lesquels auraient servi à leur tour de canal d'ascension aux solutions hydrothermales minéralisantes, épi- et téléthermales émises par un batholithe profond. L'existence hypothétique de ces cheminées volcaniques et le rôle éventuel des failles dans la minéralisation ont été discutés dans le chapitre mentionné. Le faible degré du métamorphisme décelé à Almadén (chapitre II de la première partie) et les observations géophysiques (chapitre III de la première partie) ont fait justice du batholithe.

5 CONCLUSION

Les différents modèles examinés jusqu'à présent se trouvent en contradiction avec de nombreuses observations que leurs auteurs n'avaient pas toujours été en mesure de faire. Il en va de même de modèles plus généraux, discutés à propos de la géologie linéamentaire, et en partie élaborés par analogie avec les idées de O. J. Sadovskaja (1971).

B - QUELQUES RAPPELS SUR LA GÉOCHIMIE DU MERCURE

Plutôt que de proposer ici une revue générale sur la géochimie du mercure, inutile dans le cadre de ce travail, on se contentera d'en présenter quelques aspects pouvant éclairer la formation du gisement. Cela nous amène à nous intéresser au mercure des sédiments à matière organique, des eaux thermales et des émissions volcaniques.

1 LE MERCURE DES SÉDIMENTS À MATIÈRE ORGANIQUE

Le mercure, comme tous les chalcophiles, se trouve enrichi dans les shales, plus particulièrement dans les shales bitumineux. Le clark de ces roches se situe entre 0,2 et 0,4 ppm ; un kilomètre cube de shale contient donc de 400 à 800 t de mercure. Cette liaison avec les matières organiques est connue depuis longtemps dans les gisements ; il suffit à ce sujet de se rappeler l'idrialite, un asphalte riche en Hg d'Idria ou les travaux de C. de

Prado (1855). Des schistes bitumineux d'Alaska, particulièrement riches en métaux lourds, contiennent de 0,6 à 2,8 ppm de mercure (Donnell, Tailleur et Tourtelot, 1967).

Un cas exceptionnel et remarquable est celui du Cymric Oil Field (Vallée de S. Joaquin, Californie), situé dans le prolongement de cinq districts mercurifères séparés par des intervalles constants de 40 km. Ses fluides, y compris les gaz, contiennent des teneurs relativement élevées en Hg (Bailey, Snively and White, 1961)

pétrole	1,9 à 21	ppm (mode ~ 2 ppm)
saumures	0,02 à 0,2	ppm
	0,17 à 0,45	ppm, après correction du Hg précipité en cours de stockage.

Les fluides du Cymric ne diffèrent des autres fluides des champs pétrolifères californiens que par la seule présence du mercure. Le gisement correspond à une accumulation de 20×10^6 t de pétrole (Anonyme, 1971), soit environ 40 t de mercure, si on retient une teneur moyenne de 2 ppm. On ne connaît pas la forme chimique sous laquelle est fixé ce mercure, mais sachant sa facilité à donner des composés organo-métalliques, il est probable que ce soit sous cette forme qu'il apparaisse.

Des concentrations relativement élevées mais irrégulières ont été citées pour les "Chinle shales" triasiques de l'Arizona (Lausen, 1936) : 28 et 55 ppm en deux localités différentes (*). Les conditions de dépôt de ces shales sont particulières : en eau douce peu profonde. Ces analyses ne semblent pas avoir été vérifiées par des techniques plus modernes. Les quantités en jeu deviennent notables. Pour une teneur globale de 30 ppm, 1 km³ de ces shales renfermerait 6×10^4 t de Hg.

2 LE MERCURE DANS LES EAUX THERMALES ET MINÉRALES

Dans une quinzaine d'endroits du monde, des sources thermales et minérales sont spatialement associées à des gisements de mercure ou rejettent des quantités détectables de ce métal (**). D. White (in Barnes, 1967) a dégagé les caractères communs à ces sources, dont les plus importants sont :

- les teneurs en S sont en général faibles, en revanche, celles de HCO_3^- , B et NH_4 sont relativement élevées, de même que celles de Na,
- le pH des eaux associées à des concentrations économiques varie de 6,1 à 8,1. Trois sources transportant et précipitant du mercure ont des pH légèrement plus élevés (8,5 à 9,2), mais les quantités en jeu sont très faibles,
- le pH est vraisemblablement contrôlé par l'abondance de CO_2 . Celle-ci a été retrouvée dans les inclusions fluides de quartz provenant de gisements de mercure, inclusions dont la composition est au surplus voisine des eaux de Sulphur Bank (Fedorchuk et al., 1963 ; Maslova, 1963 ; Roeder, 1965).

Le pH voisin de la neutralité, ou légèrement alcalin, et l'abondance de CO_2 sont particulièrement importants pour la discussion ultérieure.

3 LE MERCURE DANS LES ÉMISSIONS VOLCANIQUES

Jusqu'à une date récente, les indications sur la présence de mercure dans les gaz volcaniques s'étaient révélées inexactes, bien qu'il fût logique de l'y chercher. Le volcan Mendeleyev (Iles Kouriles) est pratiquement le

(*) Chaque teneur est la moyenne de cinq analyses triples.

(**) La formation d'un seul gisement, celui de Sulphur Bank (Californie), peut être indubitablement rattachée à une source thermique. L'accumulation connue est de 4700 t de Hg.

seul où une précipitation actuelle de cinabre a été observée (Ajdinjan et Ozerova, 1966 ; Ozerova et Dobrovolskaya, 1969). Il apparaît dans une solfatare encore partiellement active (*), plus particulièrement lié à une colonne minéralisée en pyrite et dans une moindre mesure dans l'encaissant de celle-ci. La pyrite a été formée lors de l'altération et il n'y a pas eu d'enrichissement en Fe. La teneur en mercure étant plus élevée dans la zone altérée que dans la roche primaire, les auteurs concluent donc à un apport de ce métal.

Dans la région du Monte Amiata (Toscane), caractérisée par des sources chaudes, par des dômes thermiques et des gisements de mercure situés autour de ce volcan pliocène, des mofettes contiendraient jusqu'à 34 mg/m³ de mercure (Schröcke, 1972).

Il n'est cependant pas possible de conclure à partir de ces deux exemples à une origine magmatique (donc profonde) du mercure : celui-ci a également pu être mobilisé à partir de couches superficielles. On se rappellera à ce propos, les remobilisations de bore de Larderello (Italie).

4 CONCLUSIONS

En réalité, on observe des transitions entre les trois milieux décrits précédemment. Les eaux associées à quelques districts mercurifères californiens (**) ont une composition d'eau de gisements pétroliers. Le lien entre eaux thermales et émissions volcaniques est encore plus évident. Dans l'ensemble de ces trois milieux, Sulphur Banks est la seule concentration ayant atteint une teneur économiquement intéressante. Seuls les tonnages de mercure emmagasinés dans des shales atteignent ceux d'un gisement rentable.

On peut donc conclure à l'impossibilité de la formation du gisement d'Almadén par une concentration unique. L'éventualité d'une préconcentration sédimentaire retiendra dès lors notre attention par suite du tonnage en question. Cette idée n'est pas nouvelle : dès 1957, D. White avait admis que le mercure des sédiments soumis à une élévation de température pouvait être remobilisé par l'eau connée interstitielle, chassée par la compaction ou par l'eau libérée par des transformations de minéraux sous l'effet du métamorphisme. Cette idée a été reprise récemment par A.N. Moiseyev (1971).

C - RAPPEL SOMMAIRE SUR LA PHYSICOCHIMIE DU MERCURE

Cet aspect de la métallogénie du mercure a été volontairement négligé par suite de l'insuffisance des données précises de la littérature et de l'impossibilité de réaliser des expériences en laboratoire. L'état des connaissances de l'époque a été synthétisé par K.B. Krauskopf (1951) qui s'est interrogé sur les conditions physico-chimiques du transport et de la précipitation du mercure, permettant la formation d'une accumulation économique.

Parmi une dizaine de mécanismes théoriquement concevables, seuls les suivants, classés par intérêt décroissant seraient effectivement "rentables" :

- le complexe HgS_2^{2-} en solution sulfurée alcaline. Cependant K.B. Krauskopf reconnaît l'absence de preuves géologiques en faveur de cette hypothèse, absence qui est soulignée par la compilation générale de D.E. White (in Barnes 1967) ;

(*) La dernière éruption date de 1880.

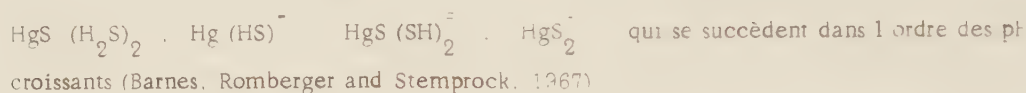
(**) Wilbur Springs (Californie) et Mt. Diablo (Californie) (White, in Barnes, 1967).

le mercure en phase vapeur .

le chlorure HgCl_2 en phase vapeur, en présence de H_2S , mais sans eau liquide :

la sursaturation et le transport colloïdal pourraient également jouer un rôle intéressant, mais ne peuvent être discutés faute de données thermodynamiques.

Des travaux plus récents ont surtout étudié les solubilités des complexes sulfurés suivants, susceptibles de transporter du mercure :



La précipitation est alors le résultat de l'un des mécanismes suivants : - baisse de température (x), de pression ou de pH ; - destruction du complexe.

D - INTERPRÉTATION

Le degré de connaissance acquis sur le gisement d'Almadén est inférieur à celui dont on dispose actuellement sur les grands gisements sédimentaires, tels la minette de Lorraine ou le plomb du pourtour du Massif Central, pour ne citer que deux exemples français. Les principales raisons en sont : somme de travail géologique global bien plus limitée et méthode d'exploitation absolument exhaustive. Une grande partie du gisement a donc échappé à l'observation pour toujours (xx). Il n'est donc pas étonnant que la part de l'hypothèse soit plus importante.

Pour la commodité de l'exposé, le modèle génétique sera articulé en ses éléments constitutifs. Il y a deux raisons à cela : on ne dispose pas de la même information pour chacun d'entre eux et leur probabilité d'approcher la réalité est plus ou moins grande. Ceux qui s'avèreront exacts à l'avenir seront donc plus facilement conservés que s'ils sont confondus dans un tout. On verra ainsi successivement l'époque de mise en place, la source du matériel, le mécanisme de la mise en place et l'évolution ultérieure de la minéralisation.

1 - ÉPOQUE DE MISE EN PLACE

L'époque de mise en place est, des caractéristiques fondamentales du gisement, celle qui a pu être cernée avec le plus de rigueur. L'observation des structures sédimentaires formées de cinabre presque pur ne laisse pas de doute quant à une précipitation syngénétique du sulfu-

(x) Dans ses expériences sur la solubilité du cinabre dans des solutions de Na_2S , F.W. Dickson (1964) a constaté l'existence de minima de solubilité aux alentours de 100 - 150°C.

(xx) La préparation des quartiers ouest des niveaux supérieurs permettra peut-être de combler partiellement cette lacune, mais leur tectonisation plus intense a probablement détruit des structures sédimentaires fines.

re qui les constitue. Des présomptions fortes avaient été tirées d'autres observations (inclusions de cinabre entre coeur et auréoles diagénétiques du quartz, entre "Rogenpyrit" et couronne de croissance des cristaux de pyrite, présence de cinabre dans des grains remaniés d'un grès) qui n'étaient cependant pas suffisantes pour conclure. Par ailleurs, l'absence de relation avec la tectonique et celle de chenaux d'arrivée constituent également d'intéressantes indications. On ne manquera pas d'invoquer un remplacement des structures d'une roche banale préexistante par du cinabre, pour expliquer la formation de ces structures. Faute du moindre argument en faveur d'une telle substitution, il est cependant plus simple d'admettre qu'elles sont primaires.

Une date précise nous est ainsi fournie, mais cette conclusion ne peut être étendue à l'ensemble de la minéralisation sans se heurter à la contradiction des faits. L'évolution ultérieure de la minéralisation sera examinée dans les paragraphes suivants, mais on peut se demander si les trois niveaux minéralisés rencontrés correspondent à trois arrivées indépendantes, ou s'il y en a eu moins. L'exploitation exhaustive du minerai des niveaux supérieurs (*) et l'imprécision des renseignements bibliographiques ne permettent pas de trancher pour l'instant.

2 - LA SOURCE DU MATÉRIEL

Le soufre et le mercure peuvent être séparés dans la discussion, car une seule présomption, l'existence de cinabre dans les roches volcaniques, permet de penser que leurs cycles géochimiques ont été parallèles en partie.

Avant d'examiner les sources possibles pour le soufre, il convient de calculer la quantité en question. Le chiffre de 250 000 t de mercure, la production approximative d'Almadén à ce jour, correspond à environ 45 000 t de soufre, celui apparaissant dans la pyrite et les sulfates pouvant être négligé. Ce tonnage est minime, eu égard aux gisements, tant de sulfures variés que de soufre natif (**).

Ce soufre peut être d'origine profonde ou biologique, et alors être le résultat d'une réduction bactérienne des sulfates dissous. Les quelques analyses isotopiques réalisées jusqu'à présent favorisent la deuxième possibilité. On peut objecter, à ce dernier mécanisme, la toxicité du mercure pour les cultures bactériennes (Sadler et Trudinger, 1967). Ces auteurs font pourtant remarquer qu'une telle extrapolation doit être faite prudemment et qu'on ne peut pas encore éliminer la possibilité de processus bactériens en géochimie par l'argument de la toxicité. Par ailleurs, dès 1959 L. Baas-Becking avait obtenu par cultures microbiennes des sulfures de Pb, Cu et Ag, mais la "productivité" d'un tel mécanisme reste encore à déterminer (Ehrlich, 1963).

Les sources que l'on peut invoquer pour le mercure sont plus nombreuses. Une polémique sur le batholite granitique est inutile, compte tenu du caractère anchimétamorphique de tous les sédiments étudiés, ainsi que de l'absence de chenaux d'alimentation. Dans une optique épigénétique, la seule preuve du batholite est donc la présence d'un gisement... Une précipitation directe à partir de l'eau de mer peut être exclue pour des raisons géologiques (le niveau porteur n'est minéralisé que sur une partie négligeable de son étendue continentale, les gisements de mercure sont rares, les deux quartzites du niveau porteur d'Almadén sont différents) et géochimiques, comme l'a montré le bilan précédent. Deux modèles retiennent dès lors l'attention.

Le modèle d'une concentration sédimentaire dans les shales devient plausible à la lumière des observations sur le Cymric Oil Field ou le "Chinle shale". Il s'agit là bien entendu d'un cas exceptionnel, tout aussi exceptionnel d'ailleurs qu'Almadén, mais nous avons vu que les tonnages en question étaient du même ordre de grandeur, et que la série stratigraphique d'Almadén comporte de grandes épaisseurs d'argilites contenant de la matière organique. Deux problèmes pourtant surgissent :

(*) Les minerais riches attribués par F. Bernaldez et R. Rua Figuerola (1861) au neuvième niveau de S. Nicolás, semblent, d'après leur description, provenir de S. Pedro et S. Diego.

(**) Le volcan Siretoko-Jozan (Iles Kouriles) a émis une coulée de S liquide très pur de 200 000 t en 1960 (Schneiderhöhn, 1962).

La grande extension latérale des horizons de l'Ordovicien contraste avec le faible espace occupé par la minéralisation à Almadén. Pour être confirmée, l'hypothèse demanderait que soit vérifiée l'une des deux alternatives : - dans la zone d'Almadén (et celles possédant une minéralisation analogue en mercure), on se trouve face à une matière organique particulièrement abondante, ou d'un type spécial ; - le métamorphisme plus faible à Almadén n'a pas provoqué la dispersion de cette préconcentration. Ce travail n'a pas encore été entrepris à cause de son ampleur.

Plusieurs présomptions sont en faveur d'une source volcanique : - la présence du mercure dans les laves du Silurien et du Dévonien d'Almadén ; - la coïncidence spatiale, démontrée sur le terrain et par la gravimétrie, du maximum du volcanisme silurien et dévonien avec la zone minéralisée en mercure ; - la liaison géotectonique du Hg avec la "ceinture de feu", les exceptions se trouvant précisément parmi les gîtes les plus anciens ; - la fréquence du mercure lié à des manifestations volcaniques et post-volcaniques ; - les teneurs plus élevées sur la ride médio-atlantique (x) (sédiments et roches volcaniques) (Jonasson et Boyle, 1972) ; - la présence constante de roches volcaniques, au voisinage des gîtes et indices de mercure du Paléozoïque moyen (Ordovicien, Silurien et Dévonien) d'Europe et de Turquie (l'inverse n'est pas vrai !) ; - de récentes analyses d'éclogites ont montré des teneurs supérieures au clark de l'écorce (Ehmann et Lovering, 1967).

En revanche, ces roches volcaniques du Paléozoïque moyen sont basiques en Europe, acides en Turquie. On ne peut donc pas conclure que la relation entre volcanisme et mercure soit une filiation.

3 LE MÉCANISME DE MISE EN PLACE

a - RAPPEL GÉOMÉTRIQUE

La cartographie du quartzite du criadero (fig. 12) a montré qu'à l'échelle de la concession, les minéralisations en mercure se trouvaient plutôt dans les zones à puissance maximum, donc à subsidence plus forte. Des critères sédimentologiques (en particulier le bon tri des bancs situés vers le toit du niveau inférieur de quartzite) permettent de conclure à un dépôt de faible profondeur, sans que l'environnement paléogéographique exact ait réellement pu être déterminé.

A l'échelle du corps minéralisé, une image assez cohérente a été établie pour la partie périphérique du corps S. Pedro : dans la partie exploitée, il a la forme d'une demi-lentille dont la partie la plus riche se trouve au centre. En revanche, sur un profil normal à la stratification, la teneur croît vers le haut, mais entre le quartzite richement minéralisé et le toit, il reste une bande de quelques centimètres de quartzite blanc stérile.

Les corps S. Francisco et S. Nicolás ont également des formes lenticulaires, superposées à la précédente, mais la variation de teneur sur un profil est plus arbitraire, bien que des dispositions analogues à celle de S. Pedro aient également été observées.

b - PROPOSITION D'UN MODÈLE GÉNÉTIQUE

Les observations géologiques locales et régionales, la comparaison avec d'autres gisements, enfin les enseignements de la thermodynamique nous ont fourni les éléments à partir desquels il est possible de rechercher le modèle génétique qui rencontre le minimum de contradictions factuelles.

La Péninsule ibérique semble montrer, au moins dès le Cambrien une spécialisation métallogénique en métaux chalcophiles qui ont pu être libérés par une érosion. Les quelques analyses faites sur des roches provenant des

(x) On peut négliger les concentrations plus élevées des sédiments de la Dorsale du Pacifique oriental, qui sont peut-être d'origine détritique.

formations laté-ordoviciennes (Précambrien supérieur ou Cambrien inférieur) d'Almadén, ou de l'anticlinal du Narcea, n'ont pas montré des teneurs anormales en mercure. Ce premier stade de concentration est toutefois trop peu connu pour l'instant, pour que l'on s'y attarde. Une sédimentation pélitique fine, riche en matières organiques, s'est disposée et a dû fixer le mercure, par adsorption sur les argiles, ou plus probablement par l'intermédiaire de composés organo-mercuriques. Les mouvements tectoniques ont amené une sédimentation clastique plus grossière (longuement aérée et remaniée dans sa partie inférieure, moins triée et sans doute plus rapidement enfouie, en conservant ses conditions réductrices dans la partie supérieure) dans un milieu de faible profondeur. Le début et la fin de cette sédimentation sont très rapides. Elle n'a pas été uniforme et des variations de subsidence importantes ont été notées. Parallèlement s'est produite une reprise de l'activité volcanique, dont on peut supposer qu'elle ait été précédée de l'apparition de dômes thermiques, modestes quant à la température atteinte, mais suffisants pour amorcer des mouvements de convection de fluides en direction des centres chauds, entraînant le mercure. La percée des laves et leur mise en place se seraient faites plus tard. La position de la frailesca, en début de cycle éruptif, montre le rôle précoce des fluides, sans donner d'indication sur leur source. Cette manière de voir explique l'antécédence de la minéralisation sur le volcanisme et les relations géométriques entre ces deux phénomènes, nettement soulignées au cours de ce travail. Elle s'accorde bien avec l'existence sporadique de petites quantités de cinabre dans les roches volcaniques basiques interstratifiées, plus jeunes que le Quartzite du criadero. La forme chimique sous laquelle s'est fait ce transport nous échappe encore. L'abondance régionale du CO_2 converge cependant avec l'intense carbonatation décrite dans certains des gisements californiens (Bailey et Everhart, 1964). Il y a là un système chimique à explorer par l'expérimentation, d'autant que le rôle du CO_2 dans les phénomènes minéralisateurs est de plus en plus reconnu. Cette alternative à l'hypothèse des polysulfures s'accorde bien avec deux faits : la haute solubilité du CO_2 dans les solutions diluées et le caractère dilué des solutions associées aux gisements de mercure (White, in Barnes, 1967). Les solutions mercurielles se sont déversées dans des creux de ce niveau sableux et ont précipité en dessous d'une interface dont la nature n'est pas précisée (limite d'oxydo-réduction, au contact de deux nappes d'eau différentes par exemple). Cette limite semble avoir suivi en partie l'interface sédiment-eau, mais là où elle se trouvait en eau libre, le cinabre massif s'est précipité, donnant des figures sédimentaires (fig. 79). Une fois arrêté le dépôt de cinabre de la première lentille (S. Pedro et S. Diego), est venu se déposer le matériel donnant ultérieurement le quartzite blanc, stérile, le grès noir et les argilites intermédiaires. La diagenèse du quartzite a commencé à figer cet ensemble, protégé en plus par la sédimentation pélitique qui l'a recouvert. La décroissance des teneurs, vers le bas et les côtés du corps minéralisé, implique que les solutions aient diffusé à partir du creux et aient imprégné les niveaux sableux non encore consolidés. Le degré de syngénétisme est donc variable, selon la partie du gisement envisagée. Ce piégeage a protégé ultérieurement la minéralisation, à la fois du métamorphisme et du volcanisme. Ce dernier aurait pu provoquer une remobilisation très locale du cinabre, donnant par exemple dans le Quartzite inférieur (S. Pedro y S. Diego) un effet de toit par filtration des fluides à travers les argilites intermédiaires et retention des sulfures, effet de toit auquel on aurait pu imputer la distribution des teneurs observée. L'existence du banc de quartzite stérile blanc au sommet de cette formation permet de rejeter une telle interprétation.

Des modèles voisins, du moins quant à l'aspect sédimentaire, puisqu'ils sont sans intervention volcanique, ont été invoqués par R. P. Fisher (1937) pour les minéralisations polymétalliques (Cu, V, U, Ag) du "Colorado Plateau" et J. C. Samama (1968) pour le plomb de la bordure triasique de l'Ardèche.

Dans un nouvel épisode sableux, sont venues se mettre en place plusieurs émissions de solutions mercurifères, dont deux importantes. Une sédimentation pélitique est à nouveau intervenue pour recouvrir le tout, suivie de près par des manifestations volcaniques. La participation des fluides à celle-ci est attestée par les explosions (frailesca) et l'altération des laves. Les points d'émergence des fluides semblent avoir été remarquablement stables : c'est seulement ainsi que s'explique la superposition des épisodes de minéralisation successifs, puis de l'explosion. Ultérieurement, les effusions volcaniques sous-marines ont alterné avec une sédimentation détritique. Les traces de cinabre dans les roches volcaniques siluriennes et dévoniennes pourraient alors avoir été "prélevées" lors de la traversée des horizons minéralisés.

Ce modèle n'a pour ambition que de constituer le "plus petit dénominateur commun" d'un certain nombre d'observations et partant, il présente quelques "zones d'ombre" :

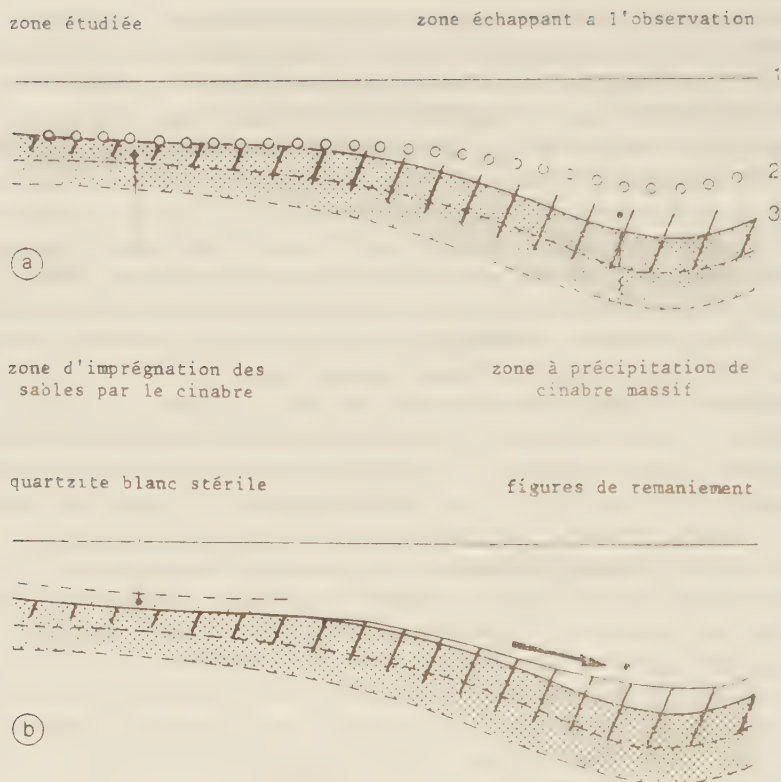


Figure 79 - Représentation schématique du modèle de mise en place du cinabre dans le niveau inférieur du Quartzite du criadero (S. Pedro). La dimension du profil est de quelques centaines de mètres de long ; les hauteurs ont été exagérées. Les hachures indiquent la zone minéralisée ; 1 - surface de l'eau ; 2 - surface $E_h = 0$; 3 - interface sédiment / eau.
a - au moment du dépôt du cinabre.
b - peu de temps après l'arrêt du dépôt.

- le manque de connaissance sur la géochimie du mercure à l'échelle régionale ;
- les canaux d'arrivée des solutions n'ont pas été observés, faiblesse d'ailleurs partagée avec beaucoup de modèles métallogéniques, et due dans ce cas à leur coïncidence avec les conduits volcaniques ;
- l'ignorance de la nature de la liaison chimique du mercure au cours du transport ;
- le rôle joué par le caractère potassique des laves surmontant le gisement n'a pas été élucidé ;
- enfin le caractère monométallique présuppose, soit une mobilisation sélective qui ne concernerait que le mercure, soit une zonalité des chalcophiles liés à la sédimentation. On pose, en ces termes, le problème de l'exceptionnelle concentration métallifère de la Sierra Morena.

On remarque quelques différences avec les gîtes couramment considérés comme volcano-sédimentaires. Les roches volcaniques associées sont différentes, puisque à Almadén, ce sont des basaltes transformés à l'extrême, et non des spilites (x). La position géométrique est également particulière, puisque les laves surmontent la minéralisation. Ces deux différences s'accordent bien avec le rôle modeste qui a été attribué au volcanisme, qui est de fournir la chaleur pour créer le mouvement convectif mais non le métal lui-même.

(x) La convergence minéralogique entre les deux demande cependant que cette question soit approfondie.

A ce modèle, cyclique ou mobiliste, pourrait s'en opposer un autre, uniciste. La source du mercure pourrait être cherchée dans les roches volcaniques, l'arrivée et le dépôt du mercure étant contrôlés stratigraphiquement et temporellement, au sens de A. Maucher (1965). Cette manière de voir semble cependant soulever plus de difficultés que la précédente : - elle demande l'existence d'hétérogénéités du contenu métallique au niveau du manteau, qui restent hypothétiques, alors qu'elles sont connues dans les sédiments (cf. les variations latérales du Kupferschiefer à titre d'exemple) ; - la concentration doit se faire en une étape ; - le rapport de concentration serait donc beaucoup plus élevé, comme le souligne aussi la comparaison des volumes des roches volcaniques et sédimentaires.

4 - L'ÉVOLUTION DE LA MINÉRALISATION

L'histoire ultérieure de la minéralisation semble claire. La sulfuration du mercure, par suite de la faible solubilité du cinabre est un phénomène irréversible, si celui-ci reste à des températures suffisamment basses pour que la dissociation thermique n'ait pas lieu. L'encadrement des deux niveaux de quartzite a au surplus assuré une imperméabilisation vers le bas et vers le haut, en partie encore efficace, lorsque sont apparues les failles, puisque celles-ci sont souvent injectées de schistes carburés. L'absence de métamorphisme (seul le degré anchimétamorphique a été atteint) a certainement joué un rôle déterminant, empêchant la dispersion de la concentration. La faible tendance à des remobilisations ultérieures lointaines est attestée par l'étendue très réduite de la zone d'influence des filons de " ? lamprophyres", et le volume négligeable du cinabre déposé avec la dolomite et la barytine dans les fissures tardives et par la conservation des figures de sédimentation. Cela n'empêche pas que le quartzite soit souvent fracturé et cimenté par des filonnets de cinabre d'extension centimétrique. Dans des cas extrêmes, le quartz a si bien recristallisé, que les seules traces d'anciennes fissures sont constituées par des inclusions de cinabre, disposées selon des surfaces approximativement planes.

5 - EN GUISE DE CONCLUSION

Si les éléments du type "Almadén" ont été bien dégagés, le modèle présenté est, lui, susceptible de changements et d'améliorations. Son aspect hypothétique pour ne pas dire spéculatif n'aura pas échappé, même au lecteur bienveillant ; Si ce modèle a néanmoins été retenu et présenté, c'est parce qu'il couvre au mieux l'ensemble des observations faites et semble donc avoir une probabilité plus forte d'approcher la réalité.

Chapitre VI

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Da steh ich nun, ich armer Tor :
Und bin so klug als wie zuvor :
(W. Goethe - Faust)

Les résultats de cette étude se situent sur deux plans : celui de la géologie régionale et celui de la métallogénie.

A - BILAN DE L'ÉTUDE RÉGIONALE

En dehors d'une foule de détails nouveaux, deux faits et une interprétation ont retenu l'attention, par suite de leur incidence sur l'étude métallogénique.

1 - LE MÉTAMORPHISME

Le degré du métamorphisme, tel qu'il est connu à travers l'étude des minéraux argileux, et en particulier par le degré de cristallinité de l'illite, ne dépasse pas l'anchizone. Les autres techniques employées ne contredisent pas ce résultat. Le socle peut donc être supposé profondément enfoui, ce qui est en accord avec l'étude stratigraphique et entraîne un faible gradient thermique. La tendance de haute température des granodiorites s'intègre bien dans cette vision. Les variations d'altitude absolue de toute la région ont été réduites : ce faible enfouissement apparaît en particulier dans le style tectonique épidermique.

2 - LE RÔLE DES FLUIDES

L'abondance des fluides a surtout été soulignée à propos des roches basiques interstratifiées. Elle y atteint en effet des valeurs plus fortes que dans les séries homologues du Paléozoïque européen, à l'exception peut-être de celle de la Thuringe. Dans certaines brèches pyroclastiques, on avait aussi remarqué une relation directe entre l'abondance des vésicules dans les fragments lithiques et celle des carbonates dans le ciment. Les teneurs en CO_2 sont rarement inférieures à celles de H_2O , même dans des roches à dominante chloritique. L'origine du CO_2 reste toutefois à déterminer : est-elle juvénile, comme le laisserait supposer la présence fréquente de CO_2 dans les roches basiques, ou biogène et résultant d'un cracking de matières organiques ? On peut rapprocher ces observations

des compositions minéralogiques particulières des deux stocks de granodiorite (Fontanosas et Garlitos), contenant l'un de la cordiérite, l'autre de l'hypersthène. La présence de ces deux minéraux implique une faible pression partielle d'eau, et en ce qui concerne l'hypersthène, on peut rappeler la récente constatation de J. Touret (1971) sur la liaison systématique entre inclusions à CO_2 et la présence d'orthopyroxène dans le faciès granulite. Les manifestations explosives des rhyolites témoignent également de l'abondance de fluides dont on ne connaît pas la nature.

La richesse en fluides, en majeure partie du CO_2 , puisque les rhyolites sont très subordonnées, est donc une caractéristique régionale des roches ignées. Il est tentant de la mettre en relation avec la richesse en minéralisations.

3 POSITION GÉOTECTONIQUE DU SECTEUR ÉTUDIÉ

Le secteur étudié présente un certain nombre de traits particuliers permettant d'affirmer qu'il a fait partie d'un craton immergé ("Tiefkraton" ou bathykraton) pendant le Précambrien supérieur et le Paléozoïque. L'extension d'une telle structure reste toutefois à déterminer. La grande continuité latérale des deux séries sédimentaires, la monotonie de leurs faciès et l'absence de formations détritiques grossières importantes témoignent de la grande stabilité de ce segment de l'écorce. La répétition des épisodes volcaniques basiques et l'apparition de grands accidents du socle, soulignent la grande fragilité de ce dernier, due sans doute à la minceur caractéristique des bathykratons. Le caractère chaud et relativement anhydre des granitofides des deux stocks peut s'expliquer par un socle mince et profond, pris sous un empilement sédimentaire épais, mauvais conducteur de la chaleur. L'épaisseur des sédiments a une deuxième conséquence importante : le faible métamorphisme du Paléozoïque, qui est resté anchizonal. Enfin, le style tectonique de "recouvrement" traduit bien cette interaction entre un socle fragile et une couverture paléozoïque plastique (séparés par les formations anté-ordoviciennes), se déroulant dans un niveau tectonique peu profond.

B - PRÉLUDE À UNE TYPOLOGIE DES GISEMENTS DE MERCURE : LE TYPE ALMADÉN

Les classifications génétiques des gîtes se sont avérées prématurées, et moins utiles au praticien que les essais typologiques, amorcés par F. Blondel (1955) pour le fer, et complétés par P. Routhier (1963) pour l'ensemble des métaux. De par ses caractéristiques économiques (teneur et tonnage), Almadén peut être pris comme type d'un gisement de mercure en roches sédimentaires, en relation spatiale avec un volcanisme sous-marin et on peut, en s'appuyant sur le présent travail, donner une première liste de caractères objectifs appartenant à ce type, présentés sous forme de "fiche de gisement".

CARACTÈRES ESSENTIELS À LA DÉFINITION DU TYPE ALMADÉN

1 / Paragenèse hypogène (c'est-à-dire primaire) et éventuellement succession

En dehors du quartz des quartzites, le cinabre est l'unique minéral abondant. Le mercure métallique et la pyrite sont nettement subordonnés. À l'état de traces enfin, on trouve : chalcopyrite, pyrrhotite, blende et galène.

Les fissures sécantes, postérieures à la mise en place du cinabre, contiennent fréquemment de la dolomite, plus rarement de la barytine, et de façon subordonnée des monocristaux de cinabre, de la marcasite et du quartz. Quelques nids de kaolinite s'observent dans le quartzite.

Le cinabre se rencontre avec une grande variété de faciès : en masses presque pures, dans les fissures, en cristaux ou en sphérules dans les cavités, entre les grains du quartzite en inclusions dans les fissures cicatrisées traversant les grains du quartz ou entre coeur et auréole de croissance diagénétique de ceux-ci, enfin entre les framboïdes des coeurs en "Rogenpyrit" des cristaux de pyrite.

La paragenèse primaire est donc pauvre, comme cela est habituellement le cas des gisements de mercure.

II / Altération superficielle - météorique - et minéraux supergènes en résultant

Les intersections des gisements avec la surface topographique sont couvertes de terrils ou de constructions et échappent à l'observation. Au-dessus des indices de cinabre, on constate que ce dernier reste stable mais prend une couleur rose-mauve caractéristique (*). La pyrite se transforme rapidement en limonite. Je n'ai jamais rencontré le calomel, cité par les auteurs. En revanche, dans les vieux travaux, on observe les néoformations suivantes : bilibinite, gypse et calcite.

III / Composition chimique et teneur moyenne des minerais

Un échantillon riche a donné la composition suivante :

SiO ₂	81,45 %
Al ₂ O ₃	1,24
Fe ₂ O ₃ (total)	0,14
MgO	0,06
CaO	0,06
Na ₂ O	0,02
K ₂ O	0,25
TiO ₂	0,09
P ₂ O ₅	0,02
CO ₂	0,30
H ₂ O totale	0,30
S	2,25
Hg	14,40
Total	100,58 %

Cela correspond à la norme suivante, donnée à titre indicatif :

quartz	80,3 %
cinabre	15,9
mercure métallique	0,7
pyrite	0,2
kaolinite	2,2
séricite	0,9
dolomite	0,2
C organique	0,1
	100,5

La teneur moyenne du tout venant a été de l'ordre de 3 % ces dernières années ("Estadísticas Mineras").

(*) Une exposition de quelques dizaines d'années au soleil et à l'air suffisent pour donner cette teinte.

IV / Tonnage de la minéralisation

Le tonnage total extrait à cette date avoisine 250 000 tonnes métal.

V' / Nature lithologique de l'environnement

Environnement régional

La série sédimentaire, paléozoïque, épaisse de 4 000 m et uniquement détritique est formée par une alternance de bancs de quartzites et d'argilites. A trois reprises, des coulées de basaltes et des extrusions de dolérites en sills sont venues s'interstratifier dans les sédiments. Ces roches basiques n'ont subi qu'une faible différenciation magmatique classique, donnant les deux groupes pétrographiques mentionnés. Les dolérites ont évolué en direction des andésites quartziques, alors que les basaltes ont subi une vigoureuse différenciation deutérique, donnant des termes alternativement enrichis en albite, chlorite et carbonates. Ces réactions deutériques se sont prolongées après la mise en place des roches, et ont transformé la paragenèse précoce de haute température (phénocristaux des basaltes : dolérites) en une autre de basse température, analogue à celle résultant de la cristallisation directe des basaltes. L'assemblage minéralogique résultant (chlorite, carbonates, oxydes de Fe, talc, séricite) est voisin de celui des spilites.

Cette série repose transgressivement sur une autre, également détritique, mais beaucoup plus puissante, plus sée et érodée avant la transgression.

Environnement local

Le support de la minéralisation est constitué par deux niveaux de quartzite, encadrés et séparés par des schistes. Immédiatement au toit des quartzites (et séparés de celui-ci par des schistes "graphiteux"), des basaltes et des dolérites alternent avec des sédiments détritiques (grès et argilites), à pyrite disséminée et à matière organique. Les roches volcaniques ont été affectées par une séricitisation peu intense.

VI' / Forme des gisements en liaison avec les structures des roches encaissantes

La minéralisation forme trois lentilles, approximativement superposées du mur au toit, et concordant avec l'horizon-support. La lentille inférieure (S. Pedro y S. Diego) montre une teneur croissante du mur au toit et se termine abruptement à quelques centimètres en dessous de la limite supérieure du banc, dont elle est séparée par un mince banc de quartzite stérile. Le cinabre se présente essentiellement entre les grains de quartz.

Les deux lentilles supérieures (S. Francisco et S. Nicolás) ont des limites moins nettes. Le cinabre y apparaît entre les grains de quartz et dans un fin réseau de petites fractures.

VII' / Chronologie géologique de l'environnement proche et lointain du gisement

La première série sédimentaire est azoïque et a un âge Précambrien supérieur, par comparaison avec des formations analogues du Portugal et de Galice.

La deuxième série, déposée à partir de la transgression sarde, s'étend de l'Ordovicien au Carbonifère inférieur, à l'exception d'une lacune du Dévonien moyen. Les épisodes volcaniques se sont produits au Llandeilo, au Llandovery-Wenlock et au Dévonien moyen. Cet ensemble a subi deux plissements, résultant de l'adaptation souple des formations paléozoïques à un jeu rigide du socle découpé en claveaux par de grands accidents parallèles. Ces derniers ont d'abord donné des déplacements verticaux, puis horizontaux. En dernier lieu, la structure ainsi formée a été cisailée par des failles de décrochements verticales.

Des stocks de granodiorites se sont mis en place à 302 ± 10 MA. Les failles de décrochements ont servi de canaux d'ascension à des dolérites, des rhyolites et des microgranites, ainsi qu'à des roches très altérées (? lamprophyres).

VIII' / Chronologie comparée des phénomènes géochimiques et métallogéniques de l'environnement et du gisement

Le point le mieux élucidé par ce travail est la présence antédiagénétique du cinabre dans les grains du quartzite (entre coeur et auréole de croissance) et dans la pyrite (dans les interstices du Rogenpyrit et jamais dans la couronne diagénétique). Les figures de sédimentation (figures de remaniement et de pression) confirment cette interprétation.

De rares coulées ont précédé le dépôt de la roche support et de la minéralisation, alors que la grande masse du volcanisme s'est mise en place postérieurement. Le mercure est donc légèrement antérieur au volcanisme, contrairement aux gîtes exhalatifs sédimentaires du type Lahn-Dill. La même observation a été faite par A. Maucher et R. Höll pour des gisements analogues et d'âge voisin situés en Autriche (paragenèse à Hg - Sb - W).

On remarque également que les filons de "lamprophyres" grillent le minerai et que les failles le déplacent sans être jamais minéralisées. L'exemple des mines de El Entredicho et de Valdeazogues semble même montrer que la minéralisation est antérieure aux plissements, donc à la mise en place des granitoïdes et des roches intrusives.

Seules des hypothèses peuvent être faites sur les étapes antérieures : on est tenté de considérer un stade de préconcentration dans les strates à matière organique et à pyrite, ou une hétérogénéité magmatique avec un caractère plus élevé pour les roches basiques. Ces deux groupes de roches possèdent en effet des fonds géochimiques plus élevés que les autres. L'existence de grains isolés de cinabre, ou de petites concentrations non économiques, dans les roches basiques, semble favoriser la seconde hypothèse qui est cependant contredite par des considérations de volume. C'est donc la première qui retiendra notre attention. Le rôle du volcanisme est donc simplement de fournir l'énergie nécessaire pour amorcer un vaste mouvement de convection attirant les fluides vers les centres chauds, au voisinage desquels sera précipité le mercure transporté.

Tout gisement résulte d'une heureuse conjonction entre des facteurs géologiques positifs, favorisant la concentration d'un élément intéressant et l'absence de facteurs négatifs, qui l'auraient dispersé. Dans cette optique, le gisement d'Almadén peut s'expliquer par la conjonction des facteurs suivants :

- préconcentration due à des sédiments particulièrement riches, plutôt qu'à une hétérogénéité magmatique en éléments de traces ;
- formation de dômes thermiques, précédant les éruptions sous-marines ;
- établissements de circuits convectifs de fluides (d'origine connue, marine ou météorique), convergents vers ces dômes, transportant le mercure, et le libérant sous forme d'exhalaisons ;
- permanence de ces conditions favorables, grâce à la stabilité de l'environnement cratonique ;
- précipitation dans un milieu poreux ou à une interface géochimique, produisant un blocage du mercure sous forme de sulfure insoluble ;
- piégeage et scellement par la couverture argileuse et par la cimentation ;
- métamorphisme régional très faible (anchizonal), qui n'a pas déplacé ou décomposé le cinabre.

De tous ces facteurs, c'est la précipitation dans un milieu poreux, piège particulièrement efficace, qui semble distinguer les gisements du district d'Almadén des autres gisements de la formation Hg - Sb - W, présentant des analogies stratigraphiques et lithologiques. Il y a là une raison majeure à cette concentration exceptionnelle dans un environnement géologique, somme toute très banal.

ANNEXES

Annexe 1

COUPES STRATIGRAPHIQUES LEVÉES AU JOUR

A - ORDOVICIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR

La coupe suivante a été levée dans la galerie du Chorillo, du Sud au Nord, en remontant la série stratigraphique.

n°	Puissance	Description sommaire
1	11,0 m	Alternances de bancs d'argilites et de grès.
2	12,5 m	Argilites noires très altérées.
3	6,2 m	Alternances très hachées de bancs d'argilites et de grès.
4	2,1 m	Argilites micacées, avec intercalation de petits bancs de quartzite.
5	21,5 m	Grès noir en bancs massifs de 20 à 30 cm, à interlits argileux de 1 cm. Après quelques mètres, le grès devient plus clair, mais conserve ses autres caractéristiques. Les bancs sont souvent fracturés.
6	0,4 m	Argilites noires talqueuses très tectonisées.
7	5,5 m	Alternances argilito-gréseuses très tectonisées.
8	12,0 m	Argilites noires très friables, avec crustifications limonitiques.
9	21,5 m	Grès gris noir en bancs de 20 à 30 cm avec de très rares interlits argileux.
10	31,0 m	Argilites noires.
11	23,8 m	Alternances de bancs de grès (10 cm) avec des bancs de grès argileux et d'argilites. Les bancs deviennent plus massifs (jusqu'à 30 et 50 cm), les argilites diminuent et ont pratiquement disparu après 6 m. Cette tendance se renverse et après 5 m, les argilites prédominent et les bancs de grès se font plus minces (10 cm).
12	9,2 m	Argilites noires, avec localement des stratifications entrecroisées.
13	15,5 m	Alternances de bancs de grès (20 à 30 cm) passant à des interlits d'argilites gréseuses de 1 à 2 cm par un graded bedding.
14	3,5 m	? Argilites ? (zone murée).
15	12,0 m	Alternances de bancs de grès massif de 30 cm et de séries alternantes de même puissance, formées de bancs de quelques centimètres de grès et d'argilites.
16	5,5 m	Argilites avec quelques bancs de grès à la base, qui disparaissent rapidement vers le milieu du niveau.
17	6,5 m	Bancs de grès massif (50 cm) séparés par des passées d'argilites de 10 cm. Celles-ci augmentent de puissance vers le haut.
18	1,5 m	Argilites avec quelques passées gréseuses.
19	21,5 m	Grès en bancs massifs avec des interlits schisteux, qui vers le haut du niveau, sont formés de lits schisteux et gréseux.

20	0,8 m	Argilites avec bancs de grès de 2 à 5 cm.
21	1,2 m	Bancs massifs de grès alternant avec des schistes.
22	1,0 m	Argilites avec bancs de grès de 2 à 5 cm.
23	10,0 m	Bancs massifs de grès.
24	14,0 m	Argilites (30 cm) avec bancs de grès de 5 à 10 cm, comportant des marques basales.
25	13,5 m	Alternances de bancs d'argilites (10 cm) et de grès (15 cm). A partir de 7 m, développement progressif des argilites qui deviennent prépondérantes au-delà de 10 m.
26	4,5 m	Argilites.
27	8,0 m	Alternances argilite-gréseuses à prédominance de grès (bancs de 30 cm).
28	10,5 m	Alternances centimétriques de siltites et de shales atteignant quelques 10 cm.
29	5,0 m	Grès en bancs massifs de 50 à 100 m.
30	3,5 m	Alternances de bancs de quelques centimètres d'argilites et de grès.
31	4,0 m	Grès plus massifs.
32	1,0 m	Passée d'argilites.
33	1,0 m	Banc de grès.
34	1,0 m	Passée d'argilites.
35	34,5 m	Quartzite en bancs massifs de 30 cm, avec très peu d'interlits argileux.
36	3,5 m	Alternances de bancs d'argilites noires (2 à 4 cm) et de grès (1 à 5 cm).
37	8,0 m	Alternances d'argilites noires et de grès, riches en muscovite.
38	9,0 m	Quartzites massifs.
39	11,5 m	Shales noirâtres à taches limoniteuses.
40	29,5 m	Quartzites massifs et blancs. Zone très perméable, nombreuses concrétions sur les parements de la galerie.
41	11,5 m	Quartzite de plus en plus fin, passant au grès, ne se débitant plus en bancs, mais en écailles. Teinte plus sombre. Localement tachés de limonite et filonnets de quartz recimentant des fractures perpendiculaires à la stratification.
42	16,0 m	Alternances d'argilites (5 cm) et de grès (20 cm). L'épaisseur des bancs de grès diminue vers le milieu jusqu'à 5 cm, puis augmente à nouveau vers le sommet.
43	31,0 m	Argilites noires avec de nombreuses concrétions pyriteuses limonitisées (jusqu'à 5 cm de diamètre), devenant plus petites quand on s'élève dans la série et disparaissant après quelques mètres. Autre passée de nodules vers 40 m. Vers le sommet apparaissent des efflorescences carbonatées et des nodules pyriteux limonitisés. L'argilite devient plus grossière en même temps que se manifestent des passées gréseuses.
44	31,5 m	Alternances d'argilites et de grès. L'épaisseur des bancs de grès augmente progressivement vers le haut.
45	9,0 m	Argilites gréseuses noires, passant progressivement à des alternances argilite-gréseuses. Les bancs de grès prennent une teinte brunâtre caractéristique.
46	20,0 m	Argilites gréseuses passant rapidement à des alternances d'argilites (10 cm) et de grès (5 à 30 cm), où les argilites diminuent progressivement et où les grès augmentent jusqu'au rapport 1/40.
47	57,0 m	Suite des alternances, les argilites sont plus importantes que précédemment et sont dans un rapport de 1 à 3 avec les grès.
48	44,0 m	Suite des alternances : les grès redeviennent plus massifs, en conservant leur stratification interne, avec ripple-marks.
49	3,2 m	Dolomie, en partie caverneuse.
50	30,0 m	Argilites noires.

B - SILURIEN

Le profil suivant a été levé du Sud au Nord au PK 3 de la route Almadén - Ciudad Real (voir figure 10).

n°	Puissance	Description sommaire
-	-	Quartzite du criadero.
1	120 m	Roche en place masquée par des éboulis. D'après les levers de la mine, il s'agit d'alternances d'effusions volcaniques, de schistes carburés à Graptolithes et de quartzites (grès). Quelques flots de schistes ont été rencontrés dans des excavations.
2	10 m	Alternances de lits de laves basiques bleues avec des schistes, sans phénomènes de contact.
3	50 m	Niveau volcanique avec des intercalations schisteuses.
4	60 m	Alternances schisto-gréseuses.
5	15 m	Niveau volcanique.
6	20 m	Alternances schisto-gréseuses, avec des recurrences de niveaux volcaniques.
7	100 m	Niveau volcanique apparemment d'une venue, caractérisé par une altération en boules.
8	50 m	Alternances schisto-gréseuses.
9	40 m	Niveau volcanique.
10	200 m	Eboulis. L'observation latérale montre que ce sont essentiellement des alternances schisto-gréseuses qui constituent ce dernier niveau. On y remarque cependant un affleurement d'une roche pyroclastique ("la frajlesca") qui constitue un horizon guide et qui peut être suivi latéralement sur 4 km au moins.
.	-	Quartzite "de la base du Dévonien" (= Quartzite siégenien).

Annexe 2

COUPES STRATIGRAPHIQUES LEVÉES AU FOND

Ces coupes sont décrites en allant du Sud vers le Nord, des formations plus anciennes aux plus récentes. Leur position dans le profil général apparaît dans la figure 49.

Coupe n° 1 - Coupe des formations minéralisées S. Francisco et S. Nicolas, à l'Ouest de la caldera 65, prise entre les niveaux 14 et 15.

1		Quartzite avec cinabre le long des fissures (x).
2	75 cm	Quartzite massif gris.
3	50 cm	Grès gris clair psammitiques avec figures de pression.
4	85 cm	Quartzite gris en lits de 2 à 5 cm, passant progressivement à des lits de 10 à 20 cm. Litage souligné par des lits plus sombres (concentration de minéraux lourds).
5	55 cm	Quartzite gris fin en bancs de 5 à 10 cm. Litage souligné par des lits plus sombres (concentration de minéraux lourds).
6	120 cm	Quartz presque blanc.
7	5 cm	Quartzite, en deux lits granoclassés.
8	20 cm	Quartzite, noir,
9	20 cm	Quartzite, noir, } trois bancs massifs, avec paillettes
10	30 cm	Quartzite, noir } de muscovite sur les interlits.
11	70 cm	Grès psammitique très tectonisé. Concentration de cristaux de cinabre sur une phyllite blanche (kaolinite).
12	263 cm	Quartzite massif noir, nombreuses fissures cimentées par du quartz, perpendiculaires à la stratification, de 1 cm de largeur et 20 cm de long. Au cœur de ces fissures, cinabre cristallisé. Rosettes de barytine. Nodules de pyrite.
13	1 cm	Interlit schisteux.
14	6 cm	Quartzite gris, à pyrite diffuse et cinabre dans les fissures.
15	1 cm	Argilite.
16		Quartzite noir à surface bosselée (figures de pression ?)

Dans cette coupe, on voit que le quartzite sombre est plus minéralisé.

Coupe n° 2 - Coupe des formations minéralisées S. Francisco et S. Nicolas, à l'Est de la caldera 5 (dix-septième niveau).

1		Quartzite noir massif.
2	35 cm	Quartzite noir massif.

(x) Les unités décrites dans ces profils sont des bancs, individualisés par des interlits schisteux, mais ne comportant pas en général des joints de stratifications internes.

3	140 cm	Quartzite noir massif très fracturé, avec cinabre sur les fractures.
4	110 cm	Quartzite noir massif.
5	60 cm	Grès psammitique noir.
6	355 cm	Quartzite noir en bancs massifs de 40 cm.
7	55 cm	Quartzite noir en bancs de 5 à 10 cm.
8		Passée schisteuse de quelques centimètres.
9	80 cm	Quartzite noir.
10	150 cm	Quartzite en bancs minces, cinabre abondant.
11	275 cm	Quartzite noir en bancs de 20 à 50 cm, avec peu de cinabre.
12	15 cm	Quartzite à stratification visible.
13		Schistes graphiteux.

Coupe n° 3 - Coupe de la moitié supérieure du Quartzite inférieur, dans la partie minéralisée, au droit du sixième crucero, à l'Ouest de la caldera 4 (dix-septième niveau) (localité AL 17-40).

		Grès quartzite blanc.
2	55 cm	Grès quartzite blanc.
	35 cm	Grès quartzite, marqué dans le quart inférieur par une fine lamination noire.
4	38 cm	Grès quartzite blanc.
5		Interlit d'argilite graphiteuse.
6	55 cm	Quartzite blanc.
7		Interlit d'argilite graphiteuse.
8	16 cm	Quartzite blanc à stratifications entrecroisées.
9	27 cm	
10	25 cm	
11	50 cm	
12	13 cm	
13	24 cm	Série de bancs de quartzites blancs dont la cassure saccharoïdale devient plus conchoïdale, traduisant une quartzification plus intense. Le contenu en cinabre augmente vers le haut : dans les parties faiblement minéralisées, il est d'abord concentré dans les fissures et en nids de quelques millimètres au coeur de veinules de quartz recristallisées.
14	12 cm	
15	15 cm	
16	12 cm	
17	23 cm	
18	32 cm	
19	26 cm	
20	12 cm	
21	16 cm	
22	48 cm	
23	24 cm	Quartzite massif blanc fortement imprégné de cinabre.
24	15 cm	Quartzite blanc fortement imprégné de cinabre. Au tiers supérieur, bande pyriteuse de quelques millimètres.
25	3 cm	Quartzite blanc stérile, sans aucune imprégnation de cinabre. La limite avec le banc - 24 - est tranchée, et soulignée par un petit interlit argileux. Cependant, le banc stérile est très poreux ; il contient du Hg liquide en abondance.
26	275 cm	Passée de pyrite.
27	12 cm	Grès noir. Les unités 25, 26 et 27 forment un seul banc non divisé par les diastèmes.
28	40 cm	Pélite gréseuse noire.
29		Schistes graphiteux, à traces de cinabre dans les interlits.

Coupe n° 4 - Coupe au toit du Quartzite supérieur, immédiatement à l'Ouest de la partie minéralisée (quatorzième niveau). (Localité AL 14-150).

1		Quartzite noir à stratifications entrecroisées, en lits de l'ordre du centimètre, séparés par des interlits schisteux très minces. Surface du banc légèrement denticulée.
2		Quartzite noir à stratification bien visible dans le quart inférieur du banc.
3	13 cm	Quartzite gris, avec imprégnation circonscrite de cinabre.
4		Interlit schisteux mince.
4	27 cm	Quartzite gris, à stratification parallèle, peu visible, contenant une imprégnation plus riche que la précédente, de 25 x 50 cm.
		Interlit schisteux mince.
5	58 cm	Quartzite gris. Pyrite en petits cristaux de l'ordre du millimètre (< 3 mm), alignés selon la stratification et en amas allongés parallèlement à celle-ci. Imprégnation diffuse mais très nette de la roche en cinabre colorant celle-ci en rouge vif : la transition au stérile entourant la minéralisation se fait sur quelques millimètres. Cette zone minéralisée est sécante par rapport à la stratification. Des fissures la recoupent : celles-ci sont cimentées par du cinabre au droit de l'imprégnation par du cinabre dans le quartzite stérile. Dans ce dernier cas, on peut noter tout au plus une partie centrale, mince, en cinabre, au voisinage immédiat de la minéralisation. La partie minéralisée contient de la pyrite, semblable à celle des parties stériles et des galets d'argilite.
		Interlit schisteux.
6	13 cm	Quartzite blanc, avec galets d'argilite de quelques millimètres dans le tiers inférieur, soulignant la stratification.
7	26 cm	Quartzite blanc avec figures de glissement.
8	0,5 cm	Argilite noire.
9	7 cm	Quartzite noir à surface ondulée.
10	5 cm	Quartzite gris, à laminites fines à la base, devenant plus clair vers le haut et montrant alors une stratification interne parallèle, à peine visible.
11	1 cm	Quartzite en laminites très fines.
12	4 cm	Quartzite gris sombre massif.
13	6 cm	Quartzite gris clair, à très minces intercalations d'argilites.
14	1 cm	Quartzite gris sombre.
15	3 cm	Argilites gréseuses.
16	15 cm	Quartzite noir massif. A 3,5 cm du sommet, apparaît une bande de pyrite de quelques millimètres, à bords diffus. Elle présente une polarité, en s'arrêtant brusquement vers le haut, et en se perdant progressivement vers le bas, où elle se prolonge par des cristaux isolés de pyrite. A la partie inférieure du banc, il y a quelques nodules à bords diffus.
17	24 cm	Quartzite massif gris sombre.
18	181 cm	Quartzite massif noir, très découpé tectoniquement, mais peu recimenté (rares fissures remplies de quartz).
19	108 cm	Coulée de lave, avec quelques fissures de dolomite recouvertes par du cinabre.
20	40 cm	Quartzite noir massif sans litage, parcouru par des fissures de quartz laiteux, de 1 à 5 mm. Rares cristaux de cinabre dans la masse ou dans les fissures. Un peu de Hg liquide sourd à travers la roche.
21	6 cm	Tuf volcanique. Contient quelques lentilles de quartz de 3 cm d'épaisseur et d'une vingtaine de centimètres de long.
		En son milieu, cette couche est imprégnée de cinabre, qui se répartit aussi le long des fissures.

22	2 cm	Quartzite noir non stratifié, à surface ondulée.
23	2 cm	Tuf volcanique olivâtre, à grain indiscernable.
24	4/10 cm	Quartzite, massif à la base, laminé vers le haut, avec localement des nodules de pyrite, terminé par une passée tufitique (0,5 cm) à surface ondulante. Les creux de cette surface sont occasionnellement remplis de tuf.
25	3 cm	Schiste graphiteux, avec laminites grossières à la base.
26	600 cm	Coulée de lave.

Annexe 3

DÉCOUPAGE CARTOGRAPHIQUE DE LA CONCESSION D'ALMADÉN



Figure 80 - Découpage des feuilles topographiques au 1/50 000e.

Annexe 4

DESCRIPTION DE LA TECHNIQUE D'ANALYSE DU MERCURE

A - PRINCIPE

La technique de dosage par spectrophotométrie d'absorption atomique est maintenant bien connue. Elle consiste à mesurer l'absorption d'une radiation (d'une longueur d'onde spécifique de l'élément à doser) par la vapeur atomique de l'échantillon. Dans le cas du mercure, celui-ci est amené à l'état atomique au moyen d'un chauffage par induction, qui a l'avantage d'être brutal. En fait, la libération du mercure est décomposée en deux stades : le mercure est fixé sur un piège en paillettes d'or par amalgamation, pour le séparer des substances interférentes, et le piège est démercurisé à son tour. Les figures 81 a et 81 b montrent le détail de l'installation.

B - REALISATION

1 / Préparation, analyse et étalonnage

Avant le dosage proprement dit, les échantillons sont classés en gammes de teneur par une détermination semi-quantitative préalable. La grande variation entre les teneurs a été compensée par l'emploi de cellules d'absorption de longueurs différentes (de 1 à 200 mm) et par des prises plus ou moins importantes. Une démercuration rapide et complète a été obtenue en mélangeant de la grenaille de Fe à l'échantillon et en plaçant celui-ci dans un cornet en feuille d'aluminium, lui-même placé dans un creuset en céramique. Le cornet éclate et fond brutalement lors du chauffage. L'emploi de creusets conducteurs a toujours produit des interférences et a été rejeté pour cette raison.

Le courant d'air vecteur du mercure est suffisamment lent (1,5 l/s) pour assurer un passage au régime laminaire à travers la cellule d'absorption. L'enregistrement donne dans ces conditions, un pic aigu et symétrique qui dispense d'une mesure par intégration.

L'étalonnage a été fait en injectant des quantités connues de vapeur de mercure dans le circuit en amont du piège en or. Les étalons sont donc dosés dans les mêmes conditions que les échantillons.

2 / Etude de l'erreur

L'erreur analytique (égale ici à la somme des écarts dus aux fluctuations du spectromètre, de ceux dus aux prélèvements de l'étalon et des erreurs de lecture) a été déterminée sur dix prises successives de 170 nanogrammes de mercure. L'écart type relatif sur la mesure de la hauteur de pic a été de 2 % dans ces conditions.

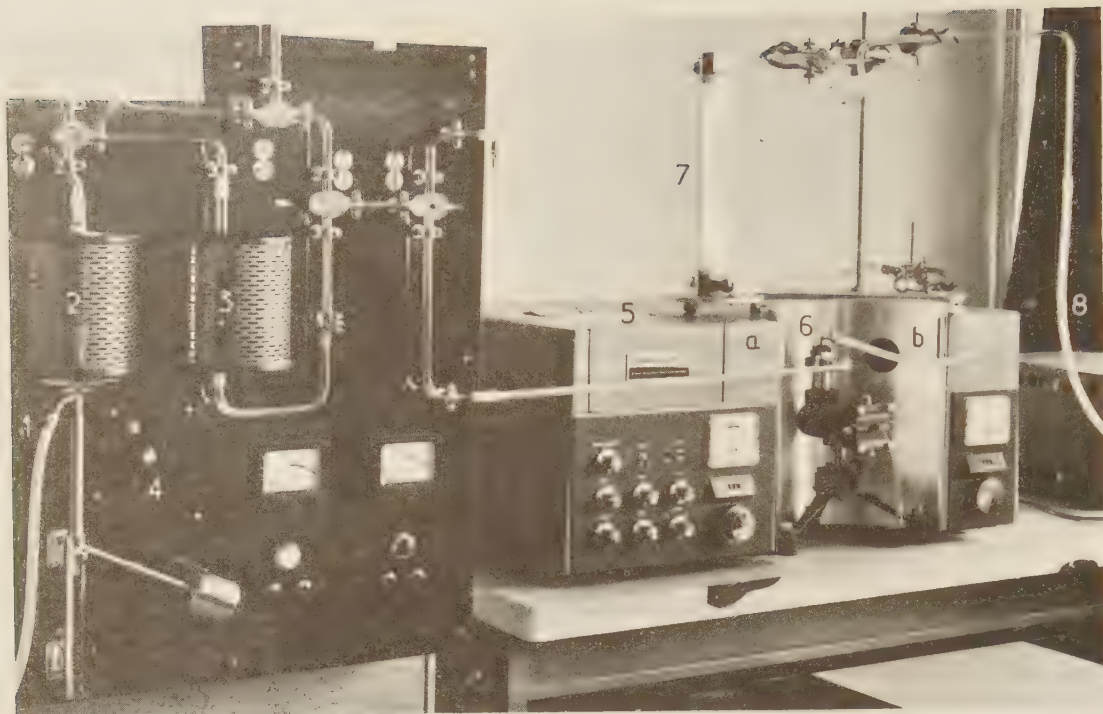


Figure 81 a - Chafne de dosage du mercure.

- 1 - Arrivée d'air purgé de Hg et de vapeur d'eau ; 2 - Grillage de l'échantillon par induction
 3 - Piège à mercure en or, chauffé par induction ; 4 - Inverseur de chauffage ; échantillon / piège
 en or ; 5 - Spectrographe "Perkin-Elmer" (a - source de la radiation ; b - système de détection) ;
 6 - Cellule de mesure d'adsorption à fenêtre de quartz ; 7 - Rotamètre de précision ;
 8 - Démercuration de l'air sortant.

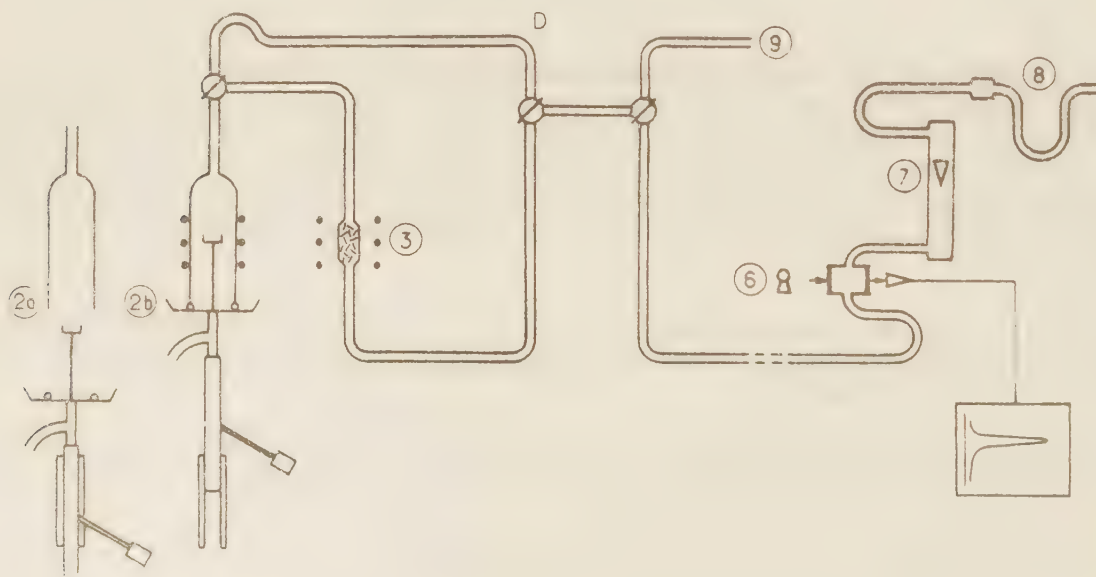


Figure 81 b - Chafne de dosage du mercure.

- 2a - Position de chargement ; 2b - Position de chauffe ; 3 - Le piège à or peut être court-circuité
 par D pour un travail plus rapide ; 9 - Sortie d'air directe.

De la même manière a été déterminé l'écart type relatif sur dix prises successives de deux échantillons de basalte. Les résultats suivants ont été obtenus :

EG 63	$\bar{x}$	= 260 ppb	E. T. R.	= 9,7 %	(n = 10)
EG 308	$\bar{x}$	= 858 ppb	E. T. R.	= 47 %	(n = 10)
EG 308	$\bar{x}^*$	= 822 ppb	E. T. R.	= 8,8 %	(n = 9)

Une mesure anormale a été obtenue sur l'échantillon EG 308 (négligée dans le calcul de $\bar{x}^*$) : elle souligne le danger de l'effet de grain. L'écart type, calculé sur un échantillon, comporte les fluctuations de l'appareillage, l'erreur de lecture, l'erreur de pesée de la prise et l'hétérogénéité du matériel géologique.

La comparaison avec les écarts-types mesurés sur les étalons montre la part prépondérante de l'hétérogénéité géologique, qui était prévisible compte tenu des faibles teneurs en jeu.

Annexe 5

INDEX GÉOGRAPHIQUE

A - ABRÉVIATIONS UTILISÉES

Ar.	arroyo (ruisseau)
Mo.	molino (moulin)
Pte.	puente (pont)
Pto.	puerto (col)
R.	rio (rivière, fleuve)

B - NOMS DE LIEUX CITÉS

Cet index ne s'étend qu'à la Sierra Morena. Les coordonnées sont celles du système Lambert espagnol.

Abénojar	541.90	475.90
Accessos, Los	488.70	454.50
Agudo	497.40	487.45
Alamillo	504.15	453.85
Alcantarilla (= Encinilla ?)	482.50	444.50
Alcudia, R.	498.10	459.50
Aldeaquemada	627.40	423.90
Alange	377.80	468.30
Alcarracejos	488.35	421.~5
Almadén (Mine)	499.50	464.90
Almadenejos	511.00	460.60
Almadenejos, Pte. de	506.45	463.10
Almodóvar del Campo	557.20	457.00
Almorchón	460.50	456.60
Almuradiel	616.80	435.00
Antonita (Mine)	492.95	477.15
Aracena	347.20	370.40
Arrubiel, Valle de	471.90	496.90
Asperilla, Ar. de la	493.90	466.90
Azorejo, Collado del	492.15	480.75
Azuaga	425.60	408.40
Bailén	592.20	388.90
Balanzona, La	495.70	451.50
Ballesteros	498.00	458.90

Belmez	467.00	409.60
Belalcázar	471.25	443.40
Berrocal, El	371.00	478.30
Bienvenida, La	527.40	450.65
Borracho, El	492.50	477.00
Brazatortas	547.45	451.35

Cabeza del Buey	467.20	459.50
Cabazarados	547.15	472.20
Cabril (Stat. magnét.)	482.60	385.60
Caido, Mo.	503.40	481.25
Calera, La	424.20	462.00
Campillo de Llerena	413.20	435.95
Candelera, Ar. de la	508.50	465.65
Capilla	478.80	470.00
Carmen, Mine	487.70	472.30
Carolina, La	606.00	408.60
Casa Blanca	507.70	474.50
Casa de la Vega	494.00	457.00
Casa de los Santos	513.00	462.40
Casas del Castillo	508.75	461.90
Casa Mataloso	528.20	469.35
Casas Cardenas	504.85	468.70
Castillo (de Almadenejos)	508.30	462.75
Castuera	438.60	460.00
Cazalla de la Sierra	417.90	362.60
Centenillo, El	596.80	415.60
Cervunal	495.75	464.63
Cijarra	485.60	531.30
Cogallarta, Alta	480.90	440.75
Cogallarta, Baja	482.00	440.10
Colmenar, Ar. del	511.05	459.80
Concepción, Nueva (Mine)	510.05	460.40
Concepción, Vieja (Mine)	510.00	460.90
Conquista	529.00	424.10
Consuelo (= Minetas de Garlitos)	483.25	475.00
Contadero, El	505.50	470.25
Corral de Calatrava	566.00	473.50
Corral de Sancho	508.70	476.45
Cortijos de Malagón	569.50	523.90
Cristo, El	500.80	465.55
Cuchillos, Los	496.50	472.60
Cuevas, Las (Mine)	506.70	469.45
Cuzna (Stat. magnét.)	495.80	406.20

Chillón	497.65	467.20
Chorillo, fontaine	499.25	463.75
Chorillo, galerie	499.45	464.05

Dehesa, Mo. de la	506.80	463.40
Don Benito	411.60	486.40
Doña Justa	489.00	494.95
Encinarejo (Mine)	571.70	442.30
Enramada, Ar. de la	501.45	469.70
Entredicho, El (Mine)	514.30	459.25
Espiel	483.60	400.05
Esteras, R.	504.00	479.30
Fuencaliente	546.10	423.35
Fuenlabrada	492.40	504.30
Fuente Vieja	500.00	465.05
Fuenteovejuna	448.80	409.20
Fontanosas	525.40	463.45
Gargantiel	511.50	468.30
Garlitos	482.10	476.95
Gasta y Sacaras (Mine)	493.00	449.70
Gregorio	488.30	453.50
Guadalcanal	413.00	390.20
Guadalerzas (Castillo)	589.60	539.80
Guadalmez	488.50	456.60
Guadalmez, R.	495.00	454.60
Guadalperal	508.35	464.95
Guadalupe	459.00	540.60
Guadارانque, Ar. de	480.00	538.10
Guarromán	600.00	398.50
Habares, Los	500.45	470.35
Helechal	453.65	433.95
Herrera del Duque	482.40	508.60
Hierro, Quinto del (Mine)	507.40	460.00
Hierro, Pte. de	497.00	459.50
Hinojosas	560.70	446.80
Horcajo, El	534.50	435.50
Horcón	491.35	447.75
Huerta del Llano	475.00	496.00
Huerta del Rey	499.60	465.10
Jara, Ar. de la	492.95	491.80
Juan Gil, Ar.	500.00	464.00
Laguna de los Garbanzos	548.70	471.90
Lagunas de la Ruidera	669.00	486.80

Linares	504.50	388.60
Lora del Rio	487.50	341.70
Lucania	487.50	487.50
Llerena	395.10	407.10
Magacela	422.40	479.60
Malagón, Mo.	512.50	463.10
Manzaire, Cerro	512.60	458.40
Marcella, Ravin	490.10	458.60
Mestanza	506.00	442.30
Mina Vieja (Sta. Eufemia)	484.18	447.50
Minerva	483.35	474.20
Molar Viejo, Ar. del	504.20	466.35
Molina, Cortijo de la	495.00	451.65
Montoro	509.00	381.20
Muñecos, Cueva de los (approx.)	530.00	482.90
Navacerrada	538.00	467.00
Navas, Las	518.00	464.50
Niefla, Puerto de	539.20	437.80
Orellana	440.30	491.30
Pajarejo	500.70	450.35
Palacio de Moret	495.10	457.30
Panera, La	515.00	460.20
Pedroche	506.10	426.20
Pedroches, Los (Gare)	492.00	457.50
Peña Barrera	513.60	444.30
Peña Barriga	490.00	464.60
Peña Escrita	548.25	425.55
Peñalsordo	476.15	469.90
Peñarroya	462.00	412.60
Peñoncillo	514.00	465.50
Peralejo, El	493.50	461.00
Perla, La (Mine)	492.10	477.50
Pila, Ar. de la	505.50	464.50
Pilar, Fuente del	505.50	464.40
Plazuelas	509.60	470.60
Poblete	574.70	482.10
Polvorín, Camino del	499.55	465.75
Pozo Perulero, Ar. del	489.80	428.90
Pozoblanco	498.50	420.85
Puebla de Alcocer	464.15	488.65
Puebla de Don Rodrigo	519.25	499.10
Puente de Palmas	314.80	481.40

Puente del Arzobispo	473.00	579.00
Puertollano	563.05	454.30
Quénizal, R.	527.00	463.30
Quintana de la Serena	427.50	462.30
Quintillo	518.55	460.30
Ribera, La	513.25	472.00
Saceruela	520.10	485.30
S. Benito	513.95	441.55
S. Lorenzo de Calatrava	588.00	431.20
Sto. Domingo (Mine)	491.05	465.40
Sta. Cruz de la Mudela	619.10	449.75
Sta. Eufemia	404.00	445.00
Sta. Isabel (Mine)	485.10	473.05
Sta. Maria de Trasierra (indice d'antimoine)	495.80	474.80
Siruela	482.50	437.50
Solana del Pino	566.50	430.50
Tabla del Moro	510.55	466.40
Tablañillo, Puente	497.00	459.45
Tamujar, Ar. (Almadén)	506.00	465.00
Tamujar, Ar. (Chillón)	496.00	472.05
Tirteafuera	551.00	464.20
Tirteafuera, R.	539.30	473.70
Torre Alver	628.00	417.05
Torrecampo	513.45	431.25
Torrenueva	628.05	449.25
Usagre	383.40	420.60
Valdeazogues (Mine)	514.20	459.60
Valdeazogues, R.	506.45	463.10
Valdeazogues village	535.85	455.90
Valdemanco	501.10	483.10
Valdeinfierno (Mine)	530.60	467.10
Valfrío	494.90	472.20
Valsequillo	454.70	424.70
Valtravieso	507.20	448.05
Venta de Azuel	544.00	414.50
Venta de Cardenas	616.20	425.10
Venta de Cardeña	544.30	408.40
Víbora, Mo.	487.85	471.90
Viñuela, La	542.75	455.70
Villa, Ar. de la	497.50	466.00
Villagutierrez	636.50	471.30

Villanueva de Córdoba	517.80	424.20
Villanueva de Las Minas	421.60	341.80
Villaralto	486.90	429.50
Virgen del Castillo	497.45	464.80
Viso, El	489.05	432.65
Viso del Marquez	610.90	436.20
Vistalegre, Pto. de	497.50	464.20
Zarza, Ar. de la	513.00	461.70
Zarza Capilla	472.65	468.70
Zújar, R.	480.50	468.80

BIBLIOGRAPHIE

A - CARTES COUVRANT LA CONCESSION

1 / Cartes géologiques régionales

(voir aux noms d'auteurs)

- 1850 - F. de Luján.
- 1855 - C. de Prado.
- 1879 - D. de Cortázar
- 1926 a - P. Hernandez Sampelayo
- 1960 - A. Almela et T. Febrel
- 1962 - A. Almela et al.
- 1963 - R. Maass
- 1972 - Cartes géologiques synthétiques (1 : 200 000e)
Nouvelle série feuille 4-8 - Villanueva de la Serena
feuille 4-9 - Pozoblanco

2 / Cartes topographiques et routières

Mapa Nacional de España (1 : 50 000e)

- feuille 756 - Herrera del Duque
- 757 - Puebla de Don Rodrigo
- 781 - Siruela
- 782 - Valdemanco del Esteras
- 807 - Chillón
- 808 - Almadén
- 833 - Hinojosa del Duque
- 834 - San Benito

Mapa Militar Itinerario (1 : 200 000e)

- feuille 64

Mapa Firestone, carte routière (1 : 500 000e)

- feuilles 7 et 8

Turismap, Mapa Provincial de Carreteras, Editorial Hernando (1 : 400 000e)

- feuille Ciudad Real.

B - ARTICLES ET OUVRAGES DE RÉFÉRENCE

- ABELSON P.H. (1959) - Geochemistry of Organic Substances. In "Researches in Geochemistry", Abelson P.H. editor, J. Wiley New-York, pp. 79-103.
- AGARD J., DESTOMBES J., MILLIARD Y. et MORIN P. (1958) - Sur l'existence du Llandovery supérieur dans le massif paléozoïque interne au Nord de Tetouan (Maroc septentrional). C.R. Acad. Sci., Fr., 246, pp. 2778-2780.
- AHLFELD F. (1958) - Zinn und Wolfram, vol. 11 de "Die Metallischen Rohstoffe". F. Enke, Stuttgart.
- AJDIN'JAN N.Kh et OZEROVA N.A. (1966) - Particularités génétiques de la formation des minéraux mercurifères d'après les études de l'activité volcanique actuelle (en russe). In "Ocherki geokhimii endogennykh i gipergennykh processov", Izdat. Nauka, Moskva, pp. 87-92.
- ALIA M. (1956) - Les gites des minéraux radioactifs en Espagne et leurs possibilités, Actes Conf. Intern. Utilis. Energ. Atom. Fins Pacif., Nations Unies, Genève. VI, pp. 222-224.
- ALMELA A., ALVARADO M., COMA E., FELGUERESO C. y QUINTERO I. (1961) - Manchas carboníferas en la provincia de Ciudad Real, Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp., 64, pp. 197-212.
- ALMELA A., ALVARADO M., COMA J., FELGUEROSO C. y QUINTERO I. (1962) - Estudio geológico de la región de Almadén, Bol. Inst. geol. min. Esp., 73, pp. 193-327.
- ALMELA A. y FEBREL T. (1960) - La roca fraileasca de Almadén : un episodio tobáceo en una formación basáltica del Siluriano superior, Notas Comunic. Inst. geol. minero, Esp., 59, pp. 41-72.
- ALVARADO A. de y MENENDEZ L. PUGET (1930) - Pizarras bituminosas, Datos obtenidos en el sondeo n° 1 de Puertollano, Bol. Inst. geol. min. Esp., 52, pp. 251-291.
- ALVAREZ ROS F. (1957) - El mercurio de las minas de Almadén, Miner. y Metal., Mex., 17, n° 189, pp. 21-24 et n° 190, pp. 21-24.
- AMORIN FERREIRA H. (1960) - El mapa magnético de la Península Ibérica, An. Ass. Esp. Progr. Ciencias, 25.
- AMSTUTZ G.C. (1958) - Spilitic Rocks and Mineral Deposits, Bull. Missouri School Mines, tech. ser., 96, 11 p.
- AMSTUTZ G.C. (1959) - Syngenetic Zoning in Ore Deposits, Proc. Geol. Assoc. Canada, 11, pp. 95-113.
- AMSTUTZ G.C. (1959) - Syngeneise und Epigeneise in Petrographie und Lagerstättenkunde, Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 39, pp. 1-84.
- AMSTUTZ G.C. (1968) - Spilitic and Spilitic Rocks, pp. 737-755, in : Basalts, H.H. Hess and A. Poldervaart editors, Intersciences Publisher, New-York, 862 p.
- AMSTUTZ G.C. (1968) - Les laves spilitiques et leurs gites minéraux, Geol. Rdsch., 57, pp. 939-954.
- AMSTUTZ G.C. (1971) - Glossary of Mining Geology, F. Enke, Stuttgart, 196 p.
- AMSTUTZ G.C. and BUBENICEK L. (1967) - Diagenesis in sedimentary mineral deposits, pp. 417-475. In : Diagenesis in sediments, vol. 8 de Developments in sedimentology, G. Larsen and G.V. Chilingar, editors, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 551 p.
- AMSTUTZ G.C. and LIGASACCHI A. (1958) - Mineralization Zoning Based on Habit Changes of Pyrite (Abstr.), Geol. Soc. Amer., Bull., 69, pp. 1529-1530.

- ANGER G., BORCHERT H., GIES H., LEHMANN F. und RIECK K. (1968) - Die Quecksilber-Vererzung von Soterrana - Mieres / Asturien (Spanien). Freiburger Forsch. H., C, Dtsch., n° 230, pp. 311-7.
- ANGERMEIER H.O. (1964) - Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Südostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen. Diss. München, 62 p.
- ANONYME (1964) - Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien. Soc. géol. Fr., Mém. hors-série n° 2, 55 p.
- ANONYME (1967) - Contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif Armoricaïn. Mém. B.R. G. M., Fr., n° 52, 129 p.
- ANONYME (1970) - Almadén, Conseil d'Administration des Mines d'Almadén et d'Arrayanes, 16 p.
- ANONYME (1971) - Where are the reserves around the United States ? Oil Gas J. U.S.A., 69, n° 4, pp. 123-129.
- ARBET F. et TAMAIN G. (1971) - Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). C.R. Acad. Sci., Fr., 272, sér. D, pp. 1721-1723.
- ARNAUD A. (1966) - Une série spilite-kératophyre dans le Silurien du Massif Armoricaïn : la série de Saint-Georges-sur-Loire. D.E.S., Nantes, 68 p.
- ARNOLD M. (1969) - L'oxydation épitaxiale : une méthode de résolution des structures et micro-structures des disulfures de fer. Thèse 3e cycle, spéc. géologie appliquée, Nancy, 84 p.
- ARNOLD M., MAUCHER A. and SAUPÉ F. (1973) - Syngenetic Pyrite and Associated Sulphides at the Almadén Mercury Mine (Spain), pp. 7-19, In : Ores in Sediments, Proc. Intern. Congr. Sedimentology, Heidelberg, 1971, G.C. Amstutz and A.J. Bernard editors. Springer-Verlag, Heidelberg, 350 p.
- BAILEY E.H., SNAVELY Jr. P.D. and WHITE D.E. (1961) - Chemical Analyses of Brines and Crude Oil, Cymric Oil Field, Kern County, California. Geol. Surv., prof. Paper, U.S.A., n° 424 D, pp. 306-309.
- BAILEY E.H. and EVERHART D.L. (1964) - Geology and Quicksilver Deposits of the New Almaden District, Santa Clara County, Calif. U.S. Geol. Surv., prof. Paper, U.S.A., n° 360.
- BARD J.P. (1964) - Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico de la región de Zafra (Provincia de Badajoz. España). Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp., 83, pp. 93-96.
- BARD J.P. (1969) - Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sub-ibérique. Thèse, Montpellier, 398 p.
- BARD J.P. et FABRIES J. (1970) - Aperçu pétrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). Bol. geol. Min., Esp., 81, n° 2-3, pp. 226-241.
- BARNES H.L., editor (1967) - Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Holt, Rinehart and Winston Inc., New-York, 670 p.
- BARNES H.L., ROMBERGER S.B. and STEMPROK M. (1967) - Ore Solutions Chemistry, II. Solubility of HgS in Sulfide Solutions. Econ. Geol., U.S.A., 62, pp. 957-982.
- BARROIS C. (1882) - Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice, Mém. Soc. géol. Nord, 2, n° 1, 630 p.
- BAYAN (1874) - Sur l'existence du genre Spirophyton dans le terrain paléozoïque d'Espagne. Bull. Soc. géol. Fr. 2 sér., 4, pp. 170-172.
- BECK R. (1909) - Lehre von den Erzlagerstätten, Gebr. Hornträger, Berlin, 3e édit., 1, 551 p., 2, 562 p.
- BECKER G.F. (1888) - Geology of the Quicksilver Deposits of the Pacific Slope (With an Atlas). Geol. Surv., Monograph., U.S.A., n° 13, 486 p.

- BECKER G.F. (1894) - Sobre la teoria de la sustitución en Almadén. An. Soc. Esp. Hist. Nat., 23, pp. 226-233.
- BERNALDEZ F. y RUA FIGUEROLA F. (1861) - Memoria sobre las Minas de Almadén y Almadenejos, Madrid.
- BERNARD A. (1959) - Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole, Sci. de la Terre, Fr., 7, n° 3-4, pp. 123-403.
- BERNARD A. et SAMAMA J.C. (1968) - Première contribution à l'étude sédimentologique et géochimique du Trias ardéchois. Sci. de la Terre, Mém., Fr., 12, 106 p., 37 fig., 11 tabl., 5 pl.
- BERNARD A. et SOLER E. (1971) - Sur la localisation géo-tectonique des amas pyriteux massifs du type Rio Tinto. C.R. Acad. Sci., Fr., 273, sér. D, pp. 1087-1090.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., de CHARPAL O., ROGNON P., GABRIEL O. et BENNACEF A. (1971) - Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sci. Tech. Pétrole, 18, 480 p., 357 fig., 30 pl., 7 cartes h.t.
- BIROT P. et DRESCH J. (1953) - La Méditerranée et le Moyen Orient. Presses Universitaires Fr., Paris.
- BLANC J.J. et BROCHIER J. (1969) - Le faciès des "grès verts" (Albien). Sphéroïdes et figures de sédimentation dans la région d'Oppedette et Carniol (Haute-Provence). Bull. Soc. géol. Fr., 11, sér. 7, pp. 588-594.
- BLANCHET M.L. et MALAPRADE L. (1967) - Méthode rapide de dosage des principaux éléments d'une roche silicatée. Chim. anal., Fr., 49, pp. 11-27.
- BLONDEL F. (1955) - Les types de gisements de fer. Chron. Mines Coloniales, n° 231.
- BOCHMANN H. (1956) - Stratigraphie und Tektonik der zentralen Extramadura im Bereich von Cáceres und der östlichen Sierra de San Pedro (Spanien). Dissertation, Münster.
- BORN A. (1916) - Die Calymene Tristani=Stufe (mittleres Untersilur) bei Almadén, ihre Fauna, Gliederung und Verbreitung. Abh. senckenberg. naturforsch. Gesellsch., Dtsch., 36, n° 3, pp. 311-358.
- BORN A. (1925) - Schwerezustand und geologische Struktur der Iberischen Halbinsel. Abh. senckenberg. naturforsch. Gesellsch., Dtsch., 39, n° 1.
- BORRAS E. (1914) - Bericht über die relativen Messungen der Schwerkraft. Verh. 17° allg. Confer. Inter. Erdmessung, 261 p.
- BOTTKE H. (1964) - Über ein weiteres Vorkommen von Quecksilbererzen im Raum Königsberg/Krs. Wetzlar. Notizbl. hess. L. Amt Bodenforsch., 92, pp. 250-254.
- BOUYX E. (1962) - Sur un gisement de Cystides de l'Ordovicien moyen de la Sierra Morena. C.R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 197-198 (erratum pp. 330-331).
- BOUYX E. (1963) - Extension des terrains anté-ordoviciens au Sud de Ciudad Real (Espagne méridionale). C.R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 339-341.
- BOUYX E. (1964) - La transgression ordovicienne dans la Sierra de Mestanza. C.R. Acad. Sci., Fr., 258, sér. D, pp. 2125-2128.
- BOUYX E. (1965) - Les conglomérats interstratifiés dans la série anté-ordovicienne de la province de Ciudad Real. C.R. Acad. Sci., Fr., 260, sér. D, pp. 6148-6150.
- BOUYX E. (1966 a) - Répartition verticale des pistes bilobées dans l'Ordovicien inférieur de la Province de Ciudad Real (Espagne). C.R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 88-89.
- BOUYX E. (1966 b) - Discordance infraordovicienne et schistosité dans la vallée de l'Alcudia au Sud d'Almadén (Espagne méridionale). C.R. Acad. Sci., Fr., 262, sér. D, pp. 1201-1204.

- BOUYX E. (1969) - Les formations anté-ordoviciennes de la province de Ciudad Real (Espagne méridionale). Thèse, Paris, 410 p.
- BOUYX E. (1970) - Contribution à l'étude des formations anté-ordoviciennes de la Meseta méridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Memor. Inst. géol. min. Esp.*, 73, 263 p.
- BOUYX E. et SAUPÉ F. (1966) - Précision sur la limite Arenig-Llandeilo dans l'Ordovicien d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 263, sér. D, pp. 321-323.
- BOWLES G. (1775) - *Introducción a la Historia natural y Geografía física de España*. Traduction française par de Flavigny (1776). Cellot et Jombert fils.
- BOYER C. et BROUSSE R. (1964) - Elimination des produits d'altération des roches anciennes avant leur examen en lames minces. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, sér. 7, pp. 175-180.
- BRAUN F. (1902) - Morphologische, genetische und paragenetische Trachtstudien an Baryt. *Neues Jb. Mineral., Abh., Dtsch.*, 65 A, pp. 173-222.
- BROCK B.B. (1957) - World patterns and lineaments. *Trans. geol. Soc. South Africa*, 60.
- BURRI C. und PARGA PONDAL I. (1933) - Zur Petrographie der basischen Eruptivgesteine des Campo de Calatrava (Provinz Ciudad Real, Spanien). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 13, pp. 40-73.
- BUTENWEG P. (1968) - Geologische Untersuchungen im Ostteil der Sierra Morena nord-östlich von La Carolina (Prov. Jaén, Spanien). *Münstersche Forsch. Geol. Paläont.*, 6.
- CÁBANAS R. (1968) - El macizo batolítico de Los Pedroches. *Mem. r. Acad. Ci. Exac. Fis. Natural, Madrid.*, 157 p.
- CALDERON ARANA S. (1883) - Catalogo razonado de las rocas eruptivas de la provincia de Ciudad Real. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 10, pp. 165-175.
- CALDERON ARANA S. (1884) - Rocas eruptivas de Almadén. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13, n° 2, pp. 227-258.
- CALDERON ARANA S. (1892) - Roches cristallines massives de l'Espagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 20, sér. 3, pp. 89-114.
- CALDERON ARANA S. (1894) - Recientes trabajos sobre el origen y formación de los depositos de mercurio. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 23, pp. 59-64.
- CALDERON ARANA S. (1910) - Los Minerales de España.
- CAPDEVILA R., MATTE P. et PAREDES J. (1971) - La nature du Précambrien et ses relations avec le Paléozoïque dans la Sierra Morena (Sud de l'Espagne). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 273, sér. D, pp. 1359-1362.
- CARON (1880) - Bericht über eine Instruktionsreise nach Spanien. *Z. Bergb. Hütt. Salinenw. preuss. St.*, 28, pp. 105-147.
- CARRÉ D., HENRY J.L., POUPON G. et TAMAIN G. (1970) - Les quartzites Botella et leur faune tribolitique. Le problème de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena orientale (Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 12, sér. 7, pp. 774-785.
- CAVANILLAS R. (1838) - *Memorias sobre las minas de Almadén*. *An. Minas, Esp.*, 1.
- CHAUVEL J., DROT J., PILLET J. et TAMAIN G. (1969) - Précisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "série type" du Centenillo (Sierra Morena orientale, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 11, sér. 7, pp. 613-626.
- CHESTERIKOFF A. (1963) - Etude géologique et métallogénique de la région de Burguete-Arive-Arrieta (Pays Basque Espagnol). Thèse 3e cycle, Spéc. Géol. Opt. Métallog., Paris.

- CHESTERIKOFF A. (1964) - Note sur l'existence d'un paléodome dans la région de Burguete-Arive-Arrieta (Pyrénées basques espagnoles) et ses relations métallogéniques avec les minéralisations périphériques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6, sér. 7, pp. 225-231.
- CHILINGAR G.V. (1957) - Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. *J. sediment. Petrol. U.S.A.*, 30, pp. 157-158.
- CIRY G. (1936) - Contribution à l'étude géologique de la région d'Almadén. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 36, n° 6, pp. 295-300.
- CLARK S.P. (1966) - *Handbook of Physical Constants*. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, n° 97, 587 p.
- COGNÉ J. (1962) - La sizunite (cap Sizun, Finistère) et le problème de l'origine des lamprophyres. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, sér. 7, pp. 141-156.
- CONQUERÉ F. (1966) - La série spilitique intrusive, dévonienne, de Bolazec et ses liens pétrogénétiques avec le volcanisme dinantien de la région de Huelgoat. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 262, sér. D, pp. 1406-1409.
- COOMBS D.S. (1953) - The pumpellyite mineral series. *Mineral. Mag. G.B.*, 30, n° 221, pp. 113-135.
- CORTÁZAR D. de (1879) - *Reseña física y geológica de la Provincia de Ciudad Real*. *Bol. Com. Mapa. Geol. Esp.*, 7, pp. 289-329.
- CORTÁZAR D. (de) (1894) - Communication sans titre. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 23, pp. 245-249.
- CRESPO LARA V. (1972) - La reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico minero en Sierra Morena central. *Bol. geol. min. Esp.*, 80, pp. 174-180.
- CRESPO LARA V. et TAMAIN G. (1971) - Mise en évidence de niveaux carbonatés interstratifiés dans l'"Alcudien" de la Sierra Morena centrale (Espagne). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 272, sér. D, pp. 688-690.
- CROIZANT J. (de) (1965) - Données géothermométriques sur le gisement de mercure d'Almadén (Espagne). *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.*, 88, p. LXII.
- DALY R.A., MANGER G.E. and CLARK S.P. Jr. (1966) - Density of rocks. In : *Handbook of Physical Constants*, S.P. Clark Jr., editor, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 97, pp. 20-26, revised edition.
- DAPPLES E.C. (1962) - Stages of diagenesis in the development of sandstones. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 73, pp. 913-934.
- DAPPLES E.C. (1967) - Diagenesis of Sandstones, pp. 91-125. In : *Diagenesis in Sediments*, vol. 8 de *Developments in Sedimentology*. Larsen G. and Chilingar G.V., editors, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 551 p.
- DEGENS E.T. (1967) - Diagenesis of organic matter, pp. 343-390. In : *Diagenesis in Sediments*, vol. 8 de *Developments in Sedimentology*. G. Larsen and G.V. Chilingar, editors, Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 551 p.
- DELÉPINE G. (1957) - Observations sur les goniatites du Carbonifère portugais. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 38, pp. 295-304.
- DERRUAU M. (1962) - *Précis de Géomorphologie*. Masson, Paris, 3e édit., 413 p.
- DICKSON F. W. (1964) - Solubility of Cinnabar in Na₂S solutions at 50°-250°C and 1-1, 800 bars, with geologic applications. *Econ. Geol., U.S.A.*, 59, pp. 625-635.
- DIMPAULT DARCY P., JUTEAU T. et LEROY H. (1968) - Sur la présence de roches vertes interstratifiées dans la Sierra de Lújar (Cordillères bétiques internes, Espagne). Etude pétrographique et chimique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 10, sér. 7, pp. 43-48.
- DOLLÉ P. (1969) - Sédimentation rythmée en série détritique siliceuse dans le houiller du Nord de la France. *Ronéo Assoc. Sédim. Fr.*, 11 p.

- DONNELL J.R., TAILLEUR I.L. and TOURTELOT H.A. (1967) - Alaskan oil shale. Colorado School Mines Quart., 62, n° 3, pp. 39-43.
- DORY A. (1895) - Le mercure dans les Asturies. Rev. Univ. Mines, 32, pp. 209-242.
- DUCHAUFOUR P. (1965) - Précis de Pédologie. Masson, Paris, 484 p., 2e édit.
- DUFRENOY A. (1856) - Traité de Minéralogie, 4 vol. 1 atlas. Victor Dalmont, Paris.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenese. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 29, 320 p.
- EGOZCUE J. et MALLADA L. (1876) - Memoria geologico-minera de la provincia de Caceres. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 6.
- EGENHOFF E.L. (1953) - De argento vivo. Supplement to Calif. J. Mines of Oct, 1953.
- EHMANN W.D. and LOVERING J.F. (1967) - The abundance of mercury in meteorites and rocks by neutron activation analysis. Geochim. Cosmochim. Acta G.B., 31, pp. 357-376.
- EHRLICH H.R. (1963) - Bacterial Action on Orpiment. Econ. Geol., U.S.A., 58, pp. 991-994.
- ELLES G.L. and WOOD E.M.R. (1913) - The zonal range of the british Graptolofdea. Paleont. Soc. Annu. vol., G.B., 67, pp. 514-526.
- ENGELHARDT W. von (1960) - Der Porenraum der Sedimente. Springer-Verlag, Berlin, 207 p.
- ESPINA CAPO L. (1930) - Minas de mercurio del termino de Pedroche. Bol. Cámara Ofic. Min. Córdoba, IV, 16.
- ESPINA CAPO L. (1931) - Minas de mercurio del termino de Pedroche. Bol. Cámara Ofic. Min. Córdoba, V, 17.
- EZQUERRA del BAYO J. (1838) - Détails géologiques sur Almadén (lettre sans titre). Bull. Soc. géol. Fr., 10, sér. 1, pp. 106-108.
- EZQUERRA del BAYO J. (1845) - Des formations tertiaires du centre de l'Espagne. An. Minas, Esp., 3.
- FABREGA P. (1926) - Genesis de los criaderos metalíferos. Teoria termosifoniana. Congr. géol. Intern., 14e sess., pp. 1279-1301.
- FABRIES J. (1963) - Les formations cristallines et métamorphiques du Nord Est de la province de Séville (Espagne). Thèse, Nancy et Sci. de la Terre, Mém. 4, 270 p., 72 fig., 50 tabl., 5 pl., 1 carte h.t.
- FAIRBRIDGE R.W. (1970) - An Ice Age in the Sahara. Geotimes, U.S.A., 15, 6, pp. 18-20.
- FANDRICH K. (1965) - Über voroberdevonische (hochordovizische ?) basische Tuffe im Mittelsächsischen Zug der Elbtalzone. Geologie, Dtsch., 14, pp. 1201-1214.
- FANTINET D. (1971) - Mise en évidence d'un chevauchement d'âge varisque et étude de ses déformations ultérieures (région de Mertola, Baixo-Alentejo, Portugal). C.R. Acad. Sci., Fr., 272, sér. D, pp. 3122-3125.
- FEBREL T. (1963) - Explicación de la hoja n° 857 - Valsequillo (Córdoba, Badajoz). Inst. geol. min. Esp.
- FEBREL MOLINERO T. (1965) - Sobre la existencia de dos cruceros representativos de dos distintas deformaciones en el Devoniano Carbonifero de la Hoja de Calañas n° 959. Notas Comunic., Inst. geol. minero Esp., 77, pp. 187-202.
- FEDORCHUK V.P. (1958) - Origin of native mercury. Geochem. Intern., n° 3, pp. 345-352.
- FEDORCHUK V.P., KOSTYLEVA LABUNTSEVA E.E. et MASLOVA I.N. (1963) - Problem of the genesis of mercury-antimony deposits. Geol. Rudn. Mestorozd., U.R.S.S., 5, n° 2, pp. 91-99, abstract in Econ. Geol., U.S.A., 59, p. 184.

- FEIO M. (1946) - Os terraços do Guadiana a jusante do Ardila. Com. Serv. Geol. Portugal, 27, pp. 3-84.
- FEIO M. (1951) - A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Com. Serv. Geol. Portugal, 32, pp. 303-477.
- FERNANDEZ NAVARRO L. (1894 a) - Communication sans titre. An. Soc. Esp. Hist. Nat., 23, pp. 65-67.
- FERNANDEZ NAVARRO L. (1894 b) - Mas sobre la teoria de la sustitución en Almadén. An. Soc. Esp. Hist. Nat., 23, pp. 250-253.
- FERNANDEZ NAVARRO L. (1904) - Localidades españolas de minerales, nuevas o poco conocidas. Bol. r. Soc. Hist. Nat., 4, pp. 165-180.
- FERRAGNE A. (1968) - Sur l'existence d'un socle précambrien dans la région de Viana del Bollo (Galice méridionale, Nord Ouest de l'Espagne). C.R. Acad. Sci., Fr., 266, sér. D, pp. 2376-2379.
- FISHER R.P. (1937) - Sedimentary deposits of copper, vanadium-uranium and silver in the southwestern United States. Econ. Geol., U.S.A., 32, pp. 906-951.
- FONTEILLES M. (1968) - Séries volcaniques paléozoïques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central Français). Etude de la spilitisation. Bull. B.R.G.M., Fr., section II, n° 3, pp. 1-54.
- FREUND J.E. (1958) - Modern Elementary statistics. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 7e édit., 418 p.
- FRICKE W. (1952) - Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extramadura. Z. Dtsch. geolog. Gesellsch., 103, pp. 136-138.
- GARCIA de FIGUEROLA L. (1965) - La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres). Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp., 77, pp. 129-164.
- GATES O. (1959) - Breccia Pipes in the Shoshone Range, Nevada. Econ. Geol., U.S.A., 54, pp. 790-815.
- GLANGEAUD L. (1970) - Les structures mégamétriques de la Méditerranée, Méditerranée occidentale. C.R. Acad. Sci., Fr., 270, sér. D, pp. 3184-3189.
- GOGUEL J. (1955) - Utilisation géologique des prospections gravimétriques. Ann. Mines, Fr., 144, (5), pp. 26-37.
- GOGUEL J. (1963) - La gravimétrie. Presses Universitaires de France, Paris, "Que sais-je" n° 1030, 126 p.
- GOLDSCHMIDT V. (1909-1923) - Atlas der Kristallformen (18 vol.), IX. Carl Winters, Heidelberg.
- GONZALO y TARIN (1881) - Reseña física y geológica de la provincia de Granada. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 8, pp. 1-124.
- GOVINDARAJU K. (1964) - Analyse rapide des roches et des minéraux par spectrographie et par spectrométrie photoélectrique. Thèse, Nancy, 272 p, ronéo.
- GRAINDOR M.J. (1967) - Les dislocations majeures du socle armoricain, in : Contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif Armoricaïn. Mém. B.R.G.M., Fr., n° 52, 129 p.
- GROTH J. (1911) - Note préliminaire sur le bassin houiller de Belmez. Bul. Soc. géol. Fr., 11, sér. 4, pp. 83-84.
- GROTH J. (1914) - Les schistes à Goniatites de Guadalmez. C.R. Acad. Sci., Fr., 158, pp. 525-526.
- GUIGUES J., VAUCORBEIL H. de et ZISERMANN A. (1969) - Recherches de contrôles de minéralisation en cinnabre dans le Massif Armoricaïn par des méthodes statistiques. Etude des gîtes de Belligné et de La Rouxière. Bull. B.R.G.M. Fr., section II, n° 3, pp. 1-10.
- GUIGUES J. et MACHAIRAS G. (1972) - Les diverses minéralisations aurifères du Massif Armoricaïn, en relation avec le volcanisme, la sédimentation et les orogénies. Congr. géol. Intern., 24e Sess., Montréal, Section 4, pp. 188-195.

- GUILLOU J.J. (1969) - Contribution à l'étude des minéralisations ordoviciennes en antimoine de la Sierra de Caural (provinces de Lugo et d'Orense, Espagne). *Sci. de la Terre, Fr.*, 14, n° 1, pp. 5-26.
- GUITIERREZ ELORZA M. y HERNANDEZ ENRILE J.L. (1965) - Notas geológicas de la región septentrional de la provincia de Huelva. *Bol. r. Soc. esp. Hist. nat., geol.*, 63, n° 4, pp. 289-97.
- HABERFELNER E. (1931) - Eine Revision der Graptolithen der Sierra Morena (Spanien). *Abh. senckenberg. naturforsch. Gesellsch., Dtsch.*, 43, n° 2.
- HALD A. (1957) - Statistical Theory with Engineering Applications. J. Wiley, New-York, 3e édit., 783 p.
- HARKER A. (1950) - Metamorphism. Methnen and Co, Londres, 3e édit., 362 p.
- HARTMANN M. und NIELSEN H. (1969) - $\delta^{34}\text{S}$ - Werte in rezenten Meeressedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der westlichen Ostsee. *Geol. Rdsch., Dtsch.*, 58, pp. 621-655.
- HARTUNG W. (1941) - Pflanzenreste aus dem südspanischen Karbon. *Jb. Reichsstelle f. Bodenforsch.* f. 1940, 61, pp. 267-277.
- HAWKINS J.W. jr. (1967) - Prehnite-pumpellyite facies of a graywacke shale series, Mount Olympus, Washington. *Amer. J. Sci.*, 265, pp. 798-818.
- HEALD M.T. (1956) - Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. *J. Geol., U.S.A.*, 64, pp. 16-30.
- HELGESON H.C. (1969) - Thermodynamics of Hydrothermal Systems at Elevated Temperatures and Pressures. *Amer. J. Sci.*, 267, pp. 729-804.
- HELMHACKER R. (1877) - Über Diabase von Almadén und Melaphyr von Hancock. *Tschermaks Mineral. petrogr. Mitt., Österr.*, pp. 13-24.
- HEMLEY J.J. (1959) - Some mineralogical equilibria in the system $\text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Amer. J. Sci.*, 257, pp. 241-270.
- HENKE W. (1926) - Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La Carolina (Jaén). Mit einer paläontologisch-stratigraphischen Mitteilung von A. Born. *Abh. senckenberg. naturforsch. Gesellsch., Dtsch.*, 39, pp. 183-216.
- HENKE W. und HUNDT R. (1926) - Bericht über einige Graptolithenfunde in der Sierra Morena. *Abh. senckenberg. naturforsch. Gesellsch., Dtsch.*, 39, pp. 205-213.
- HERNANDEZ PACHECO E. (1921) - El yacimiento de mamíferos cuaternarios de Valverde de Calatrava y edad de los volcanes de Ciudad Real. *Bol. r. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 50, p. 98.
- HERNANDEZ PACHECO F. (1932) - Estudio de la región volcánica central de España. *Mem. Acad. Ci. exact. fis. natur., Madrid.*, 3.
- HERNANDEZ PACHECO F. (1952) - Característica general del Terciario continental de la Llanura del Guadiana. *Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp.*, 25, pp. 23-71.
- HERNANDEZ PACHECO F. (1956 a) - Características geográficas y geológicas de las vegas del Guadiana (Zona de regadíos). *Badajoz*, 161 p., 47 fig., 31 pl.
- HERNANDEZ PACHECO F. (1956 b) - Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cijara en el Guadiana. *Bol. r. Soc. Esp. Hist. Nat. (geol.)*, 54, pp. 1-35.
- HERNANDEZ PACHECO F. (1958) - Datos geotectónicos de la Extremadura Central. *Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp.*, 50, n° 2, pp. 329-344.
- HERNANDEZ PACHECO F. y CÁBANAS RUEGAS F. (1952) - Las características fisiográficas y geológicas del Guadiana entre Luciana y Puebla de D. Rodrigo. *Bol. r. Soc. Esp. Hist. Nat. (geol.)*, 4, pp. 263-279.

- HERNANDEZ PACHECO F. y CABANAS R. (1965) - Explicacion de la Hoja n° 858 - El Viso (Córdoba). Inst. Geol. Miner. Esp.
- HERNANDEZ PACHECO F. y RAMIREZ RAMIREZ E. (1956) - Estructura tectónica y Estratigrafía de la Sierra silúrica de Magacela. Estud. geol., Esp., 29-30, pp. 7-18.
- HERNANDEZ SAMPELAYO P. (1926 a) - Mines d'Almadén. Guide Excursion Bl. Congr. géol. Intern., 14e sess., Madrid.
- HERNANDEZ SAMPELAYO P. (1926 b) - Yacimientos de Graptolítidos en la zona de Almadén. Bol. r. Soc. Esp. Hist. Nat., 26, pp. 435-438.
- HERNANDEZ SAMPELAYO P. (1942) - Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España. II. El sistema Siluriano. fasc. 1, pp. 1-592, fasc. 2, pp. 593-848.
- HERNANDEZ SAMPELAYO P. (1960) - Graptolítidos españoles. Notas Comunic. Inst. geol. minero, Esp., 57, pp. 3-78.
- HOLL R. (1966) - Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. Bayer. Akad. Wissensch. Math. - naturwissensch. Kl., Abh., 127, 118 p.
- HOLL R. und MAUCHER A. (1967) - Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. Ber. Bayer. Akad. Wissensch. Math. - naturwissensch. Kl., Abh., n° 1, pp. 1-11.
- HOPPENSACK (1796) - Über den Bergbau im Spanien überhaupt und den Quecksilberbergbau zu Almadén insbesondere. Extraits en français in : J. Mines, Fr., 1er trim., an V, pp. 555-572.
- HOUPERT R., LEGENDRE J. et RICHARD P. (1969) - Un appareil de mesure des fissures des roches. Rev. Industr. minér., Fr., n° spécial 15 Juillet 1969, pp. 1-3.
- JACQUIN J.P. (1968) - Répartition géographique et lithostratigraphique des minéralisations de la Sierra de Gador (Almería, Espagne). Chron. Mines, Fr., n° 376, pp. 231-243.
- JACQUIN J.P. (1970) - Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gador. Thèse, Nantes, 501 p.
- JONASSON I.R. and BOYLE R.W. (1972) - Geochemistry of Mercury and Origins of Natural Contamination of the Environment. Canad. mining metallurg. Bull., 75, pp. 8-15.
- JONGMANS W.J. (1951) - Las floras carboníferas de España. Estud. Geol., Esp., 14, pp. 281-330.
- JUNG J. (1955) - Un nouveau type de diagramme pour la représentation des caractères chimiques des associations régionales de laves. C.R. Acad. Sci., Fr., 240, pp. 799-800.
- JUSSIEU A. (de) (1719) - Observations sur ce qui se pratique aux Mines d'Almadén en Espagne pour en tirer le mercure et sur le caractère des maladies de ceux qui y travaillent. Hist. Mém. Acad. r. Sci., pp. 349-362, Impr. Royale, Paris.
- JUTEAU T. et ROCCI G. (1966) - Etude chimique du massif volcanique de Schirmeck (Vosges septentrionales). Evolution d'une série spilite-kératophyre. Sci. de la Terre, Fr., 11, pp. 69-104.
- KALB G. und KOCH L. (1931) - Die Kristalltracht des Baryts in minerogenetischer Betrachtung. Z. Kristallogr., Dtsch., 78, pp. 169-170.
- KELCH H.J. (1957) - Stratigraphie und Tektonik der zentralen Extramadura im Bereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien). Dissertation, Münster.
- KENNEDY W.Q. (1933) - Trends of differentiation in basaltic magmas. Amer. J. Sci., 25, pp. 239-256.
- KETTEL D. (1968) - Zur Geologie der östlichen Sierra Morena im Grenzbereich der Provinzen Jaén, Ciudad Real und Albacete (Spanien). Münstersche Forsch. Geol. Paläont., 8,

- KLEIN C. (1969) - Le style armoricain : "l'armoricanotype". C.R. Acad. Sci., Fr., 268, sér. D, pp. 255-258.
- KLEMM J.G. (1861) - Die Quecksilbergrube von Almadén. Berg. u. Hüttenm. Zeitung. 20, pp. 417-419 et 425-428, tafel XIV.
- KNOPOFF L. (1967) - Thermal Convection in the Earth's Mantle, chapter 8, pp. 171-196, in : The Earth Mantle, T.F. Gaskell, editor, Academic Press, New-York, 509 p.
- KRAUSKOPF K.B. (1951) - The Physical Chemistry of Quicksilver Transportation in Vein Fluids. Econ. Geol. U.S.A., 46, pp. 498-523.
- KRAUSKOPF K.B. (1956) - Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in sea-water, Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 9, pp. 1-32 B.
- KRYNINE P.D. (1948) - The megascopic study and field association of sedimentary rocks, J. Geol., U.S.A., 56, pp. 130-165.
- KUBLER B. (1967) - Anchimétamorphisme et schistosité. Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A., Fr., 1, pp. 259-278.
- KUNO H. (1960) - High-alumina basalt. J. Petrol., G.B., 1, pp. 121-145.
- KUSS H. (1878) - Mémoire sur les mines et usines d'Almadén. Ann. Mines, Fr., 13, pp. 39-151.
- KUSS H. (1887) - Note sur l'état actuel de la mine et de l'usine d'Almadén (Espagne). Ann. Mines, Fr., 11, pp. 136-146.
- KUTINA J., POKORNY J. and VESELA M. (1967) - Empirical Prospecting Net Based on the Regularity Distribution of Ore Veins with Application to the Jihlava Mining District, Czechoslovakia. Econ. Geol., U.S.A., 62, pp. 390-405.
- KUTINA J. (1971) - A contribution to the Correlation of Structural Control of Ore Deposition Between North America and Western Europe. Soc. Mining Geol. Japan, spec. issue, 3, pp. 70-75.
- LA CONCHA S. de y REY JORISSEN R. (1961) - Nota explicativa del mapa de los yacimientos carboníferos de España, escala 1 : 2.500.000. Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp., 64, pp. 87-92.
- LAFFITTE P. et ROUYEYROL P. (1964) - Carte minière du globe sur fond tectonique. Ann. Mines, Fr., n° 12.
- LAFFITTE P., PERMINGEAT F. et ROUTHIER P. (1965) - Cartographie métallogénique, métallogénie et géochimie régionale. Bull. Soc. franç. Minér. Crist., 88, pp. 3-6.
- LA ROCHE H. de (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Sci. de la Terre, 9, n° 3, pp. 293-337.
- LA ROCHE H. de (1965) - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées Luchonaises. Geol. Rdsch., Dtsch., 55, pp. 274-301.
- LA ROCHE H. de (1966) - Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogiques. C.R. Acad. Sci., Fr., 262, sér. D, pp. 1665-1668.
- LA ROCHE H. de (1967) - Caractères chimiques généraux et classification des roches charnockitiques plutoniques. Sci. de la Terre, Fr., 12, pp. 207-223.
- LA ROCHE H. de (1968) - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sci., Fr., 267, sér. D, pp. 39-42.
- LA ROCHE H. de, ROCCI G. et JUTEAU Th. (sous presse) - Essai de caractérisation chimique des associations spilites. In : Spilites, G.C. Amstutz, editor, Springer-Verlag, Berlin.

- LA ROSA A., ALVARADO A. de y FERNANDEZ PACHECO F. (1929) - Explicacion de la hoja n° 836 - Mestanza. Inst. Geol. Minero Esp.
- LAUNAY L. de (1913) - *Traité de Métallogénie. Gîtes minéraux et métallifères*. Béranger, Paris., 3 vol.
- LAUSEN N.C. (1936) - The occurrence of minute quantities of mercury in the Chinle Shales at Lees Ferry, Arizona. *Econ. Geol.*, U.S.A., 31, pp. 610-617.
- LAUTENSACH H. (1964) - Die iberische Halbinsel. Kayser'sche Verlagsbuchhandlung, München.
- LEAL ECHAVARRIA G. y VAQUERO NAZABAL C. (1971) - La prospección alluvial sistematizada en la fase estratégica de la investigación minera de grandes áreas. Aplicación al complejo granítico de Los Pedroches (Córdoba). I° Congreso hispano-luso-americano de Geología económica, Secc. 4, Investigación minera, I, pp. 139-160.
- LECOLLE M. (1970) - Note préliminaire sur le métamorphisme et la tectonique de la province pyrito-cuprifère d'Huelva (Espagne). *Conséquences pétrologiques*. C.R. Acad. Sci., Fr., 270, sér. D, pp. 1563-1566.
- LEGRAND P. (1964) - Les couches à *Diplograptus* du Tassili de Tarit. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, 60, n° 3/4, pp. 3-58.
- LE PLAY F. (1834) - Itinéraire d'un voyage en Espagne, précédé d'un aperçu sur l'état actuel et l'avenir de l'industrie minière dans ce pays. *Ann. Mines, Fr.*, 5, pp. 175-236.
- LETERRIER J. et LA ROCHE H. de (1972) - Extension aux basaltes d'une typologie chimique des roches ignées acides et intermédiaires. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 274, sér. D, pp. 788-791.
- LETERRIER J., LA ROCHE H. de et RUEGG N. (1972) - Composition chimique et parenté tholéitique des roches basaltiques du Bassin du Parana. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 274, sér. D, pp. 1772-1775.
- LEUTWEIN F., SAUPE F., SONET J. et BOUYX E. (1970) - Première mesure géochronologique en Sierra Morena : la granodiorite de Fontanosas (Province de Ciudad Real, Espagne). *Geol. en Mijnbouw, Nederl.*, 49, pp. 297-304.
- LEYMARIE P. (1968) - Influence des facteurs structuraux sur les lois statistiques de distribution d'un élément. pp. 1083-1091. In : *Origin and Distribution of the Elements*, L.H. Ahrens, editor, Pergamon Press, Oxford, 1178 p.
- LINDGREN W. (1933) - *Mineral Deposits*. McGraw Hill, New-York, 4e édit., 930 p.
- LOMBARD A. (1956) - *Géologie sédimentaire*. Masson, Paris, 722 p.
- LOPEZ de AZCONA J.M. y SUAREZ FEITO J. (1965) - Mapa Geológico de España y Portugal (escala 1 : 1.250.000e). Paraninfo, Madrid.
- LOTZE F. (1929) - Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grunddbirges. *Abh. Gesellsch. Wiss. Göttingen. Math. phys. Kl.*, N.F., 14.
- LOTZE F. (1945) - Einige Probleme der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch., Dtsch.*, 6, pp. 1-11.
- LOTZE F. (1945) - Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekton. Forsch., Dtsch.*, 6, pp. 78-92.
- LOTZE F. und SDZUY K. (1961) - Das Kambrium Spaniens. F. Lotze, Teil I : Stratigraphie. *Akad. Wissensch. Liter. Mainz, Abh. mat. nat. Kl.*, 6, pp. 285-498.
- LOVERING F.S. (1969) - The Origin of Hydrothermal and Low Temperature Dolomite. *Econ. Geol.*, U.S.A., 64, pp. 743-754.
- LUJÁN F. de (1850) - Estudios y observaciones geológicas relativos a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real ; y cortes de estos terrenos. *Memor. r. Acad. Cien. Madrid.*, I, n° 1, pp. 3-34, n° 2, pp. 3-71.

- MAASS R. (1957) - Stratigraphie und Tektonik im Raum nordöstlich Córdoba. Dissertation, Münster.
- MAASS R. (1961) - Die Geologie, im Bereich der Orte Castuera-Cabeza del Buey-Monterrubbio. Akad. Wissensch. Liter. Mainz, Abh. math. nat. Kl., 2.
- MAASS R. (1963) - Geologische Beobachtungen in der östlichen Extramadura (Spanien). Neues Jb. Geol. Paläont., Abh., Dtsch., 117, pp. 185-207.
- MACHENS E. (1954) - Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Iberischen Meseta im Bereich des Oberen Guadiana. Dissertation, Münster.
- MACKENZIE R.C. (1957) - The differential thermal investigation of clays. Mineralogical Society, London, 456 p.
- MACPHERSON J. (1879) - Estudio geológico y petrográfico del N de la provincia de Sevilla. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 6, p. 27.
- MACPHERSON J. (1880) - Predominio de la estructura uniclinal en la Península ibérica. An. Soc. Esp. Hist. Nat., 9, p. 465.
- MAILLOT R. (1971) - Contribution à l'étude géologique du gisement de fer du Marquesado (Espagne). Mineral Deposita, Dtsch., 6, pp. 380-391.
- MALLADA L. (1895-1911) - Explicación del Mapa geológico de España, t. I (1895) : Rocas hipogénicas y Sistema Estrato Cristalino ; t. II (1896) : Sistemas Cambriano y Siluriano ; t. III (1898) : Sistemas Devoniano y Carbonífero ; t. IV (1902) : Sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico ; t. V (1904) : Sistemas Infracretáceo y Cretáceo ; t. VI (1907) : Eoceno, Oligoceno y Mioceno ; t. VII (1911) : Sistemas Plioceno, Diluvial y Aluvial.
- MALLET J.L. (1971) - Etude numérique de l'équation de la diffusion : problème direct - problème inverse. Thèse 3e cycle Mathématiques, Nancy, 181 p. ronéo.
- MANSON (1967) - Geochemistry of Basaltic Rocks : Major Elements, pp. 215-269, in : Basalts, H.H. Hess et A. Poldervaart, editors, Interscience Publisher, New-York, 2 vol., 883 p.
- MARQUEZ TRIGUERO E. (1961) - Estratigrafía del Paleozoico en la región del río Guadalquivir - Aportación a la Geología de Sierra Morena en la parte Norte del Valle de Los Pedroches. Estud. Geol., Esp., 17, pp. 187-201.
- MARQUEZ TRIGUERO E. (1963) - Nueva división del Silúrico en la Región de Almadén. Notas Comunic. Inst. geol. minero, Esp., 72, pp. 199-218.
- MARQUEZ TRIGUERO E. (1966) - Contribución al Estudio metalogénico de "Los Pedroches" (Córdoba). Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp., 82, pp. 9-25.
- MARSHALL R.R. (1961) - Devitrification of natural glass. Bull. geol. Soc. Amer., 72, pp. 1493-1520.
- MARTIN AGUADO M. (1963) - Consideraciones sobre las Terazas del Tajo en Toledo. Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp., pp. 163-178.
- MASLOVA I.N. (1963) - Etude ultramicrochimique de la composition des solutions des inclusions dans le quartz d'un gisement de Sb-Hg. Zap. vsesojuzn. mineral. Obshchest., U.R.S.S., 92, n° 6, pp. 706-707.
- MASSA D. et JAEGER H. (1971) - Données stratigraphiques sur le Silurien de l'Ouest de la Lybie, pp. 313-321. in : Colloque sur l'Ordovicien et le Silurien, Mém. B.R.G.M., Fr., n° 73, 462 p.
- MATILLAS TACON A. (1958) - Historia de las Minas de Almadén. I : Desde la Epoca Romana hasta el año 1645 ; II : en preparación. Graficas Osca, Madrid.
- MATTAUER M. (1968) - Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., Fr., 10, n° 1, pp. 3-12.

- MATTAUER M. (1967) - Introduction à la Microtectonique. Sci., Progr., Nat., Fr., n° 3383, pp. 81-89.
- MAUCHER A. (1965) - Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. Freiburger Forsch. H., C, Dtsch., 186, pp. 173-187.
- MAUCHER A. und HÖLL R. (1968) - Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischen Bezugshorizonte für die Alterstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. Mineral. Deposita, Dtsch., 3, pp. 272-285.
- MAUCHER A. und SAUPÉ F. (1967) - Sedimentärer Pyrit aus der Zinnerlagerstätte Almadén (Provinz Ciudad Real, Spanien). Mineral. Deposita, Dtsch., 2, pp. 312-317.
- MAYO E.B. (1958) - Lineament tectonics and some ore districts of the South west (U.S.A.). Mining Engng., U.S.A., 10, pp. 1169-1175.
- MEMBRILLERA MEMBRILLERA V., JOSA J. y DELGADO E. (1964) - El uranio en España : situación actual y perspectivas. Proceed. 3e Intern. Conf. Peaceful Uses Atomic Energy, 12, pp. 73-80. United Nations, New-York.
- MERTEN R. (1955) - Stratigraphie und Tektonik der nord-östlichen Montes de Toledo (Spanien). Dissertation, Münster.
- MEYER C. and HEMLEY J.J. (1967) - Wall Rock Alteration. In : Geochemistry of hydrothermal ore Deposits, H.L. Barnes, editor, Holt, Rinehart and Winston Inc., New-York, 670 p.
- MICHARD A. (1969) - Les dolomies - une revue. Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, Fr., 22, pp. 1-92.
- MILLER R.L. and KAHN J.S. (1962) - Statistical Analysis in the Geological Sciences. J. Wiley, New-York, 483 p.
- MILLOT G. (1964) - Géologie des Argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MINGARRO MARTIN F. (1958) - Estudio fisiográfico y geomorfológico del valle del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo (Ciudad Real). Bol. r. Soc. Esp. Hist. Nat., (geol), 56, pp. 169-184.
- MOHR K. und PILGER A. (1969) - Zum Begriff Lineament, in : Lineamenttektonik und Magmatismus im Westharz. Clausth. Tekt. H., 9, pp. 7-18.
- MOISEYEV A.N. (1971) - A Non-Magmatic Source for Mercury Ore Deposits ? Econ. Geol., U.S.A., 66, pp. 591-601.
- MONASTERIO CORREA J. (1871) - Notice sur les mines de mercure d'Almadén (Espagne). Rev. Univers. Mines. Belg., 29, pp. 1-26, pl. 1 à 3.
- MONASTERIO CORREA J. (1871) - Notice sur les mines de mercure d'Almadén. Ann. Mines, Fr., 1, sér. 7, p. 443.
- MÜGGE O. (1882) - Kristallographische Notizen. 2. Zinner von Almadén in Spanien. Jb. Mineral. Geol. Paleont., II, pp. 18-45.
- MÜLLER G. (1964) - Methoden der Sedimentuntersuchung, in : Sediment - Petrologie, Teil 1, W. v. Engelhard, H. Fuchtbauer, G. Müller, editors. Schweizerbart, Stuttgart, 303 p.
- MÜLLER W. (1924) - Die Fauna der Frasn-Stufe bei Almadén in der Sierra Morena. Senckenberg., Dtsch., 6, pp. 226-233.
- MÜLLER W. (1929) - Die Fauna der Frasn-Stufe bei Almadén (Sierra Morena, Spanien). Abh. senckenberg. naturforsch. Gesellsch., Dtsch., 41, pp. 243-282.
- MURATA K.J. (1960) - A new method of plotting chemical analysis of basaltic rocks. Amer. J. Sci., 258 A, pp. 247-252.

- MUNUERA J.M. (1968) - El Mapa de zonas sísmicas generalizadas de la Península ibérica, Ronéo Inst. geogr. Catastral, Madrid.
- NAVARRO A. et SAAVEDRA T.L. (1966) - Estudio general de un área de la provincia de Albacete (Parte Sud). *Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp.*, pp. 7-30.
- NEWHOUSE W.H. (1942) - Ore Deposits as Related to Structural Features, Princeton University Press, Princeton.
- NOCKOLDS S.R. (1954) - Average chemical composition of some igneous rocks, *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 65, pp. 1007-1032.
- NOCKOLDS S.R. and ALLEN R. (1953) - The geochemistry of some igneous rock series, *Geochim. Cosmochim. Acta., G.B.*, 4, pp. 105-142.
- NOLLAU G. (1965) - Ein Intrusivdiabas im Altpaläozoikum der Montes de León in Nordwestspanien und seine autometamorphen bis epizonal regional metamorphen Einformungen. *Beitr. Mineral. Petrogr., Dtsch.*, 11, pp. 662-694.
- OVTRACHT A. et TAMAIN G. (1970) - Tectonique en Sierra Morena (Espagne). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 270, sér. D, pp. 2634-2636.
- OVTRACHT A. et TAMAIN G. (1972) - Répartition des minéralisations varisques dans le Sud de la Meseta ibérique. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 274, sér. D, pp. 501-504.
- OVTRACHT A. et TAMAIN G. (1972 b) - La ceinture minéralisée varisque dans le Sud de la Meseta ibérique. *Congr. géol. Intern., 24e Sess., Montréal, sect. 4*, pp. 101-109.
- OZEROVA N.A. and DOBROVOL'SKAYA M.G. (1969) - Mercury mineralization at the Mendeleyev Volcano. *Dokl. Akad. Nauk, U.R.S.S.*, 187, n° 3, pp. 652-655.
- PARGA J.R. (1969) - Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv, *Geol. Rdsch., Dtsch.*, 59, pp. 323-336.
- PARGA J.R. (1970) - Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos antemozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas. *Bol. geol. Min., Esp.*, 81, pp. 115-143.
- PEACOCK M.A. (1931) - Classification of igneous rocks. *J. Geol., U.S.A.*, 39, pp. 54-67.
- PEÑA GEROMINI V. (1963) - La formación del mapa magnético y primer resultado comparativo de los observatorios. *Inst. geogr. Catastr. Madrid*, 47 p.
- PERAN M. et TAMAIN G. (1967) - La "formation Campana" dans le Nord de la province de Jaen (Espagne). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 265, sér. D, pp. 844-847.
- PETTJOHN F.J. (1956) - Sedimentary rocks. Harper, New-York, 2e édit., 718 p.
- PETTJOHN F.J. (1963) - Chemical Composition of Sandstones-Excluding Carbonate and Volcanic Sands, Chapter 8 in : *Data of geochemistry*, 6e édit., M. Fleischer, technical editor, *Geol. Surv., prof. Paper, U.S.A.*, n° 440 S, 19 p.
- PILOT J., ROSLER H.J. und MÜLLER P. (1972) - Zur geochemischen Entwicklung des Meerwassers und mariner Sedimente im Phanerozoikum mittels Untersuchungen von S, O und C Isotopen. *Neue Bergbautechnik Dtsch.*, 2, n° 3, pp. 161-168.
- POHLIG H. (1890) - Sitz.-Ber. niederrh. Gesellsch., p. 115.
- POHLIG H. (1892) - Sitz.-Ber. niederrh. Gesellsch., pp. 46, 48 et 49.
- POTY B. (1967) - La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de la Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. *Thèse, Nancy et Sci. de la Terre, Mém., Fr.*, n° 17, 161 p.

- POTY B. und STALDER H. A. (1970) - Kryometrische Bestimmungen der Salz- und Gasgehalte eingeschlossener Lösungen in Quarzkristallen der Schweizer Alpen, Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 50, pp. 141-154.
- POUPON G. et TAMAIN G. (1969) - Les "quartzites Campana" et le Néo-dévonien Est-marianique (Espagne). C. R. Acad. Sci., Fr., 268, sér. D, pp. 475-478.
- PRADO C. de (1855) - Sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. Bull. Soc. géol. Fr., 12, sér. 2, pp. 182-204.
- PRADO C. de (1857) - Lettre à M. de Verneuil. Bull. Soc. géol. Fr., 15, sér. 2, pp. 91-93.
- PREUSS E. (1941) - Beiträge zur spektralanalytischen Methodik. II. Bestimmung von Zn, Cd, Hg, Tl, Ge, Sn, Pb, Sb und Bi durch fraktionnierte Destillation. Z. angew. Mineral., Dtsch., 3, pp. 8-20.
- PRUVOST P. (1914) - Observations sur les terrains dévoniens et carbonifères du Portugal et sur leur faune. Com. Serv. Geol. Portugal, 10, pp. 1-21.
- PUSCHMANN H. (1967 a) - Zum Problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). Geol. Rdsch., Dtsch., 56, pp. 528-542.
- PUSCHMANN H. (1967 b) - Das Paläozoikum im Gebiet zwischen San Benito und Torrecampo (Sierra Morena/Spainien). Geol. en Mijnbouw., Nederl., 46, pp. 383-391.
- PUSCHMANN H. (1970 a) - Das Paläozoikum der nördlichen Sierra Morena am Beispiel der Mulde von Herrera del Duque (Spanien). Geologie, Dtsch., 19, n° 3, pp. 309-329.
- PUSCHMANN H. (1970 b) - Eine Paläogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel. Z. dtsch. geol. Gesellsch., 120 (1968), pp. 107-118.
- QUINTERO I. y REVILLA J. de la (1966) - Algunas especies nuevas y otras poco conocidas. Notas Comunic. Inst. geol. min. Esp., 82, pp. 27-86.
- QUIROGA F. (1879) - Ortofidios sin cuarzo de Almadén. An. Soc. Esp. Hist. Nat., 8, p. 44.
- QUIROGA F. (1880) - Estudio micrográfico de algunos basaltos de Ciudad Real. An. Soc. Esp. Hist. Nat., 92, pp. 161-179.
- RAMBAUD PEREZ F. (1969) - El synclinal Carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas. Bol. Inst. geol. min. Esp., 71.
- RAMDOHR P. (1953) - Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberger Lagerstätte. Geol. Jb., Dtsch., 67, pp. 367-494.
- RAMDOHR P. (1955) - Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag, Berlin, 2e édit., 875 p.
- RAMIREZ RAMIREZ E. (1952) - Nota preliminar para el estudio de las rañas. An. Edafol. Fisiol. veget., Esp., 11, n° 4, pp. 389-406.
- RAMIREZ RAMIREZ E. (1955) - El sinclinal del Guadarranque (Cáceres). Estud. geol., Esp., 11, pp. 409-438.
- RANKIN C. S. (1962) - Multiple Hearth Furnaces Produce Mercury at Almadén Mine, Spain, Non Metallic Minerals Processing.
- RANSOME F. (1921) - The ore of the Almaden Mine. Econ. Geol., U.S.A., 16, pp. 313-321.
- RECHENBERG H. P. (1954) - Zur Geologie und Mineralogie der Wolframlagerstätten von Belalcázar und Vilches in Spanien. Z. dtsch. geol. Gesellsch., 106, pp. 506-518.
- REDLIN K. (1955) - Stratigraphie und Tektonik in der mittleren Sierra Morena im Bereich des Valle de Alcudia (Spanien). Dissert., Münster, 192 p.

- RICHTER P. (1967) - Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena, Spanien). Münstersche Forsch. Geol. Paläont., Dtsch., 3, 144 p.
- RAYNAUD J. (1941) - Le minerai de la mine d'Almadén. Ann. Soc. géol. Belg., 64, n° 8, pp. B 226-237.
- RITTMANN A. (1963) - Les volcans et leur activité. Masson, Paris, 461 p.
- ROBERT D. (1968) - Géologie linéamentaire et richesses minérales. Rev. Industr. minér., Fr., 50, pp. 743-757.
- ROCCI G. et JUTEAU T. (1968) - Spilite-kératophyres et ophiolites, Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Geol. en Mijnbouw, Nederl., 47, pp. 330-339.
- ROEDDER E. (1963) - Studies of Fluid Inclusions, II. Freezing Data and their Interpretation. Econ. Geol., U.S. U.S.A., 58, pp. 167-211.
- ROEDDER E. (1965) - Symposium on the chemistry of ore forming fluids. Econ. Geol., U.S.A., 60, pp. 1380-1403.
- RONOV A.B. (1958) - Organic Carbon in Sedimentary Rocks (in relation to the presence of petroleum). Geochem. Intern., pp. 510-536.
- ROSENBUSCH H. (1923) - Elemente der Gesteinslehre. Schweizerbart, Stuttgart, 4e édit., 779 p.
- ROSNER H.J. (1960) - Zur Petrographie. Geochemie und Genese der Magmatite und Lagerstätten des Oberdevons und Unterkarbons in Ostthüringen. Freiburger Forsch. H., C, Dtsch., 92, 275 p.
- ROSNER H.J. und LANGE H. (1965) - Geochemische Tabellen. V.E.B. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie.
- ROSO DE LUNA I. y HERNANDEZ PACHECO F. (1956) - Explicación de la hoja n° 779 - Villanueva de la Serena (Badajoz). Inst. Geol. Min. Esp.
- ROUBAULT M. et LA ROCHE H. de (1965) - Parallèle entre la géochimie des schistes paléozoïques et celle des formations granitiques dans le massif du Lys Caillaouas (Pyrénées Centrales). Geol. Rdsch., Dtsch., 55, pp. 301-316.
- ROUTHIER P. (1963) - Les gisements métallifères. Masson, Paris, 2 vol., 1282 p.
- ROUTHIER P. (1969) - Essai critique sur les méthodes de la géologie (de l'objet à la genèse). Masson, Paris, 204 p.
- RUIZ LOPEZ J. (1957) - Mapa magnético de la Península Ibérica. An. Ass. Esp. Progr. Ciencias, 22.
- RUIZ LOPEZ J. (1970) - Mapa gravimétrico de la provincia de Ciudad Real. Inst. Geografico Catastral, Madrid, 66 p.
- RYAN W.B.F. (1969) - The floor of the Mediterranean Sea. Thèse Lamont Geol. Observ.
- SADLER W.R. and TRUDINGER P.A. (1967) - The inhibitions of Microorganisms by heavy metals. Mineral. Deposita, Dtsch., 2, pp. 158-168.
- SADOVSKAJA O.J. (1971) - On regional peculiarities of distributions of quicksilver mineralization. Soviet Geology, 2, pp. 56-65.
- SAMAMA J.C. (1968) - Contrôle et modèle génétique de minéralisations en galène de type "Red-beds". Gisement de Largentière-Ardèche, France. Mineral. Deposita, Dtsch., 3, pp. 261-271.
- SANS HUELIN G. (1922) - Informe sobre los trabajos de la intensidad de la gravedad en España desde 1912 à 1922. Union Géol. Géoph. Intern., Section de Géodésie, Madrid.
- SAUKOV A.A. (1946) - Geochemistry of mercury. Akad. Nauk S.S.S.R., Trudy Inst. Geol. Nauk., 78, 129 p. (en russe).

- SAUPÉ F. (1967) - Note préliminaire concernant la genèse du gisement de mercure d'Almadén. Mineral. Deposita, Dtsch., 2, pp. 26-33.
- SAUPÉ F. (1967) - Etude pétrographique et géochimique du Lotharingien de la région type - Sondage de Laneuveville-devant-Nancy (Meurthe-et-Moselle). Sci. de la Terre, Fr., 12, n° 1-2, pp. 97-144.
- SAUPÉ F. (1971 a) - La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne). Point des connaissances actuelles, pp. 335-365 in: Colloque sur l'Ordovicien et le Silurien, Mém. B.R.G.M., Fr., n° 73, 462 p.
- SAUPÉ F. (1971 b) - Stratigraphie et pétrographie du "Quartzite du criadero" (= Valentien) à Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne). pp. 139-147, in: Colloque sur l'Ordovicien et le Silurien, Mém. B.R.G.M., Fr., n° 73, 462 p.
- SCHABUS J. (1851) - Ueber die Krystallformen des Zinnobers. Sitz. math. - naturw. Klasse kaiserl. Akad. Wiss., Wien, VI, pp. 68-88.
- SCHERMERHORN L.J.G. (1970) - Mafic geosynclinal volcanism in the lower Carboniferous of South Portugal. Geol. en Mijnbouw, Nederl., 49, pp. 439-540.
- SCHERMERHORN L.J.G. (1971) - An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. Bol. geol. Min., Esp., 82, pp. 239-268.
- SCHERMERHORN L.J.G. and STANTON W.I. (1969) - Folded overthrusts at Aljustrel (South Portugal). Geol. Mag., G.B., 106, pp. 130-141.
- SCHNEIDERHOHN H. (1962) - Erzlagerstätten - Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 4e édit., 371 p.
- SCHRIEL W. (1929) - Der geologische Bau des katalonischen Küsten-gebirges zwischen Ebromündung und Ampurdán. Abh. Gesellsch. Wiss. Göttingen, Math. phys. Kl., 14, n° 1: Beitr. Geol. westl. Mittelerrangebiete, pp. 1-79.
- SCHROCKE H. (1972) - Über die Bildung von Quecksilberlagerstätten aus magmatischen Gasen. Der Aufschluss, Dtsch., 23, n° 5, pp. 139-143.
- SCHUETTE C.N. (1931) - Occurrence of Quicksilver ore bodies. Trans. Soc. Mining Engrs. A.I.M.E., U.S.A., 96, pp. 403-488.
- SCHULZ H. (1964) - Beobachtungen an westerrgebirgischen Quecksilbervorkommen. Z. angew. Geol., Dtsch., 10, pp. 588-592.
- SCHÜLLER A. (1961) - Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose (Symposium Scheumann). Neues Jb. Mineral. Abn., Dtsch., 96, n° 213, pp. 250-290.
- SCHULZ H. (1965) - Zur Quecksilber-Mineralisation am S-Rande des Geraer Vorsprungs (Thüringen). Bergakademie, Dtsch., 27, n° 8, pp. 445-452.
- SCHWARTZ G.M. (1955) - Hydrothermal Alteration as a guide to Ore. Econ. Geol., U.S.A., 50th anniv. vol., pp. 300-323.
- SCHWARTZ H.U. (1970) - Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalk. Dissertation, Tübingen, 295 p.
- SERMET J. (1953) - L'Espagne du Sud. Arthaud, Paris, 422 p.
- SERVAYE P. (1959) - Le massif granitique de El Berrocal et ses minéralisations (Mérida - Extramadura). Thèse Univ. Cathol. Louvain.
- SHARMA G.D. (1968) - Artificial Diagenesis in Quartz Sand and Carbonate Rocks. Mineral. Deposita, Dtsch., 3, pp. 232-241.
- SIMON W. (1951) - Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). Abh. Senckenberg. naturforsch. Gesellsch., Dtsch., Abh., 485, pp. 31-52.

- SITTER L.U. (de) (1964) - Structural geology, Mc Graw Hill, New-York, 2e édit., 551 p.
- SKOLNICK H. (1965) - The quartzite problem, J. sediment. Petrol., U.S.A., 35, pp. 12-21.
- SONDER R.A. (1956) - Mechanik der Erde, Schweizerbart, Stuttgart, 291 p.
- SOS BAYNAT V. (1962) - Mineralogia de Extramadura, Bol. Inst. geol. min., Esp., 73, pp. 1-191.
- SOS BAYNAT V. (1964) - Geologia de los inmediaciones de Mérida (Badajoz), Bol. Inst. geol. min., Esp., 75, pp. 211-311.
- SPJELDNAES N. (1960) - Ordovician climatic zones, Norsk. Geol. T., 41, pp. 45-77.
- STANTON R.L. (1966) - Composition of stratiform ores as evidence of depositional processes, Trans. Instn. Ming. Metal., G.B., 75, pp. B 75-B 84 ; discussion, 76, pp. B 55-B 59.
- STOCK A. und CUCUEL F. (1934) - Die Verbreitung des Quecksilbers, Naturwissenschaften, Dtsch., 22, pp. 390-393.
- STRAKHOV N.M. (1957) - Méthode d'étude des roches sédimentaires, Gosgeoltekhisdat, 1, 611 p., 2, 564 p. (trad. S.I.G.).
- STRAUSS G.K. (1970) - Sobre la Geología de la provincia piritifera del Suroeste de la Península Ibérica y de sus yacimientos, en especial sobre la mina de piritita de Lousal (Portugal), Mem. Inst. geol. min. Esp., 77, 266 p.
- SUNAGAWA I. (1965) - Growth conditions and Crystal Morphology of Natural Minerals, pp. 647-663, in : Adsorption et croissance cristalline, Colloque intern. C.N.R.S. n° 152, C.N.R.S., Paris, 772 p.
- TAMAIN G. (1964) - Mise en évidence de mouvements tectoniques dans le Sud Est de la Sierra Morena, C.R. Acad. Sci., Fr., 258, pp. 977-979.
- TAMAIN G. (1966) - Les écaillés du Centenillo (Jaén, Espagne). Contribution à l'étude structurale du rebord méridional de la Meseta ibérique, C.R. Acad. Sci., Fr., 263, pp. 1355-1358.
- TAMAIN G. (1967) - El Centenillo, zone de référence pour l'étude de l'Ordovicien de la Sierra Morena orientale (Espagne), C.R. Acad. Sci., Fr., 265, sér. D, pp. 389-392.
- TAMAIN G. (1968) - Le District minier de Linares - La Carolina et son cadre métallogénique en Sierra Morena orientale, Bull. Soc. géol. Fr., 10, sér. 7, pp. 97-102.
- TAMAIN G. (1970) - La fenêtre de Puebla de Don Rodrigo (Ciudad Real) : contribution à la tectonique de la Sierra Morena centrale et orientale (Espagne), C.R. Acad. Sci., Fr., 270, sér. D, pp. 2256-2259.
- TAMAIN G. (1971) - L'Ordovicien est-marianique (Espagne). Sa place dans la province méditerranéenne, pp. 403-416, in : Colloque Ordovicien-Silurien, Mém. B.R.G.M., Fr., n° 73, 462 p.
- TAMAYO E. (1955) - Sur la présence de la pyrrhotite de néoformation dans les argiles sédimentaires de Sicile, Bull. Soc. géol. Fr., 5, sér. 6, pp. 375-379.
- TAYLOR J.M. (1950) - Pore space Reduction in Sandstones, Bull. amer. Ass. Petroleum Geologists, 34, pp. 701-716.
- TAZIEFF H. (1972) - About deep sea volcanism, Geol. Rdsch., Dtsch., 61, n° 2, pp. 470-480.
- TERÁN M. de (1957) - Geografía de España y Portugal, Barcelona.
- TORRE DE ASSUNCAO C.F. y CORREIA PERDIGAO J. (1962) - Sobre o prolongamento do alinhamento filoniano dolerítico de Odemira-Vidigueira ate Ongueia, Com. Serv. Geol. Portugal, 46, pp. 349-363.
- TOUDIC Y. et AUMONT R. (1969) - Croissance par voie hydrothermale du sulfure mercurique HgS sous forme de cinabre, C.R. Acad. Sci., Fr., sér. B, 269, pp. 74-77.

- TOURET J. (1971) - Contrôle du faciès granulite dans le Bamble par le CO_2 de la phase fluide, C.R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 143-146.
- TRICART J. (1964) - Observations sur les "ranhas" de la vallée du Tage au Portugal, C.R. somm. Soc. géol. Fr., pp. 302-303.
- TRICART J. (1965) - Principes et méthodes de la géomorphologie, Masson, Paris, 496 p.
- TROGER W.E. (1967) - Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband, Schweizerbart, Stuttgart, 822 p.
- TRUDINGER P.A. and BUBELA B. (1967) - Microorganisms and the Natural Environment, Mineral. Deposita, Dtsch., 2, pp. 147-157.
- TURNIT P. (1963) - Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Sierra del Tremedal (Hesperische Ketten, Spanien), Z. deutsch. geol. Gesellsch., 115, pp. 679-681.
- TURNIT P. (1967) - Paläozoikum und mesozoischer Rahmen im SE Teil der Sierra de Tremedal (Hesperische Ketten/Spainien), Neues Jb. Geol. Paläont. Abh., Dtsch., 127, pp. 349-365.
- TUGARINOV A.J. and NAUMOV V.B. (1970) - Dependence of the Decrepitation Temperature of Minerals on the Composition of their Gas-liquid Inclusions and Hardness, Dokl. Akad. Nauk., U.R.S.S., 195, pp. 112-114, (engl. transl. A.G.I.).
- TUNELL G. (1964) - Chemical Processes in the formation of Mercury Ores and Ores of Mercury and Antimony, Geochim. Cosmochim. Acta, G.B., 28, pp. 1019-1037.
- TUREKIAN K.K. and WEDEPOHL K.H. (1961) - Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust, Geol. Soc. Amer., Bull. 72, p. 175.
- TURNER F.J. and VERHOOGEN J. (1960) - Igneous and metamorphic petrology, Mc Graw Hill, New-York, 694 p.
- VAN DER VEEN R.W. (1924) - The Almaden mercury ores and their connection with igneous rocks, Econ. Geol., U.S.A., 19, pp. 146-156.
- VAN DER VOO R. (1967) - The rotation of Spain : palaeomagnetic evidence from the Spanish Meseta, Palaeogeography, Palaeoclimatol. Palaeoecol., Nederl., 3, n° 4, pp. 393-416.
- VAN DER VOO R. (1969) - Paleomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula, Tectonophysics., Nederl., 7, n° 1, pp. 5-56.
- VEGAS R. (1968) - Sobre la existencia del Precámbrico en la Baja Extremadura, Estud. Geol., Esp., 24, pp. 85-89.
- VERNEUIL M. de et BARRANDE J. (1855) - Description des fossiles de la région d'Almadén, Bull. Soc. géol. Fr., 12, sér. 2, pp. 964-1025.
- VERNEUIL M. de et COLLOMB E. (1852) - Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne, Bull. Soc. géol. Fr., 10, sér. 2, pp. 61-147.
- WAGNER R.H. (1959) - Sur la présence d'une nouvelle phase tectonique "léonienne" d'âge Westphalien D dans le Nord-Ouest de l'Espagne, C.R. Acad. Sci., Fr., 249, pp. 2804-2806.
- WAGNER R.H. (1962) - La signification de la phase léonienne dans le Nord-Ouest de l'Espagne, C.R. Acad. Sci., Fr., 254, pp. 3382-3384.
- WAGNER R.H. et UTTING J. (1967) - Sur le terrain houiller de Puertollano (province de Ciudad Real, Espagne), C.R. Acad. Sci., Fr., 264, sér. D, pp. 5-8.
- WEBER C. et LORNE J. (1966) - Le socle antépermien dans la bordure sud-ouest du Bassin parisien - Essai d'interprétation par les méthodes géophysiques, Bull. B.R.G.M., Fr., 1, pp. 67-85.
- WEGGEN K. (1955) - Stratigraphie und Tektonik der südlichen Montes de Toledo (Spanien), Dissertation, Münster.

- WEISFLOG D.J. (1963) - Stratigraphie des Unterkarbons in der Mulde von Belmez-Vacar. Diss., Heidelberg.
- WHITE D.E. (1957) - Magmatic, connate and metamorphic waters, Geol. Soc. Amer., Bull., 68, pp. 1637-1658.
- WHITE D.E. (1967) - Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters, pp. 575-631, in : Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Barnes H.L., editor., Holt, Rinehart and Winston, Inc., New-York, 670 p.
- WILLISTON S.H. (1964) - The mercury halo method of exploration, Engng. Ming. J., U.S.A., 165, n° 5, pp. 98-101.
- WINKLER H.G.F. (1967) - Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, Berlin, 2e édit., 237 p.
- YODER Jr., H.S. (1967) - Spilites and serpentinites, Carnegie Instn. Washington, Yb., 65, pp. 269-279.
- ZARRALUQUI MARTINEZ J. (1934) - Los Almadenes de Azogue. Libreria Internacional de Roma, Madrid, 797 p.
- ZWART H.J. (1967) - The duality of orogenic belts, Geol. en Mijnbouw, Nederl., 46, pp. 283-309.

LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX

	Pages
Figure 1 - Métallurgie du mercure au XVI ^e siècle : fours à réverbère	6
2 - Position d'Almadén dans la zonéographie de F. Lotze	18
3 - Extrait de la carte géologique d'Espagne au 1 / 1 000 000 ^e (5 ^e édition). Position de la concession (cercle) et des zones voisines étudiées	19
4 - Rose des vents d'Almadén - Période de référence : 1 ^{er} septembre 1965 au 30 août 1966	22
5 - Courbes pluviométriques d'Almadén	22
6 - Interprétations successives de la zone d'Almadén (certaines coupes ont été inversées pour obtenir une orientation identique)	26
7 - Coupe et plan de l'affleurement de Ballesteros	36
8 - Colonne stratigraphique de l'Ordovicien et du Silurien d'Almadén	43
9 - Coupe de l'Ordovicien de la galerie du Chorillo	44
10 - Coupe du Silurien dans les environs d'Almadén	55
11 - Répartition du Silurien dans la moitié Sud de la Meseta ibérique d'après les auteurs	59
12 - Carte sédimentologique du Quartzite du criadero dans la partie centrale de la concession	60
13 - Coupe du Dévonien inférieur au SW du village de Chillón	67
14 - Position des stocks et batholite de granodiorite et des masses de roches intrusives acides par rapport à la concession d'Almadén et aux routes la traversant	78
15 - Triangle des roches totales : figuration de toutes les analyses de granodiorites et de roches intrusives acides	86
16 - Triangle des alumino-silicates : figuration de toutes les analyses de granodiorites et de roches intrusives acides	87
17 - Stéréogramme de diaclases du laccolithe de "Casa Blanca"	89
18 - Bloc diagramme montrant l'implantation du filon de "El Borracho" (avec la mine de galène) et du laccolithe de "Casa Blanca"	91
19 - Carte des affleurements des roches intrusives basiques au Sud d'Almadén	94
20 - Histogrammes de fréquence des éléments majeurs et de la perte au feu des roches basiques interstratifiées d'Almadén (n = 117)	109
21 - Droite de Henry des teneurs en SiO ₂ des roches basiques interstratifiées d'Almadén	111

Figure 22 - Représentation graphique des corrélations entre éléments majeurs des laves interstratifiées d'Almadén.....	113
23 - Diagramme Al, Na, K : zones d'égales P.F. des basaltes (a) et des dolérites (b) ; position des principaux minéraux et des tendances de différenciation (c).....	116
24 - Diagramme Al, Na, K : zones d'égales teneurs de Na_2O (a), K_2O (b) et SiO_2 (c) dans les basaltes	117
25 - Relation entre Na_2O et P.F. dans les roches basiques interstratifiées d'Almadén	118
26 - Relation entre Na_2O et MgO dans les roches basiques interstratifiées d'Almadén	118
27 - Diagramme chimico-minéralogique des roches basiques interstratifiées d'Almadén. Relations avec la pétrographie	119
28 - Diagramme chimico-minéralogique des roches basiques interstratifiées d'Almadén. Relations avec la chronologie.....	122
29 - Diagramme Al, Na, K. Comparaison des domaines des roches basiques interstratifiées, des roches pyroclastiques du jour et du fond et des dolérites intrusives	125
30 - Estimation du recouvrement lithostratigraphique	133
31 - Position des principales structures tectoniques de la concession d'Almadén	138
32 - Coupe tectonique le long du méridien passant par Almadén.....	139
33 - Schéma tectonique régional.....	140
34 - Les déformations à l'échelle hectométrique, répondant à une compression parallèle aux couches	140
35 - Tectonique tangentielle du quartzite du criadero à l'Est d'Almadenejos	141
36 - Rose des failles pour la concession d'Almadén, construite à partir de la carte d'A. Almela et al.....	142
37 - Coupe interprétative du chevauchement local à l'Est du Puente de Hierro (Almadén)...	143
38 - Rose des fractures du Quartzite armoricain, de part et d'autre de l'anticlinal de l'Alcudia au Sud d'Almadén.....	144
39 - Profil gravimétrique Nord-Sud passant par Almadén.....	150
40 - Profil gravimétrique Ouest-Est passant par Almadén.....	151
41 - Carte isogamme (anomalies de Bouguer)	154
42 - Carte de l'opposé du laplacien de l'anomalie de Bouguer.....	154
43 - Carte de l'anomalie régionale A3.....	155
44 - Carte de l'anomalie résiduelle A4.....	155
45 - Carte des anomalies magnétiques au SW de Ciudad Real	157
46 - Directions tectoniques principales dans la Sierra Morena	158
47 - Chronogramme de la région d'Almadén.....	163
48 - Carte géologique des environs de la Mine d'Almadén.....	168
49 - Profil stratigraphique synthétique de la mine d'Almadén et emplacement des profils partiels	170

	Pages
Figure 50 - Direction préférentielle de développement des nodules pyriteux	171
51 - Plongement des grands axes des nodules parallèlement à la stratification	172
52 - Croquis schématique représentant la disparition latérale des interlits schisteux	172
53 - Figures sédimentaires observées dans les argilites du mur, dans le travers-banc central du quatorzième niveau	172
54 - Valeurs successives des épaisseurs de bancs du niveau inférieur de quartzite, Ligne de régression	173
55 - Détails du contact entre le Quartzite inférieur et les argilites du toit de S. Pedro ...	176
56 - Diagramme de Henry des populations des grands et moyens diamètres des grains de quartz du grès noir	178
57 - Courbes de fréquence (simple et cumulée) des populations des grands et moyens diamètres des grains de quartz du grès noir.....	179
58 - Fissure au toit d'une coulée de lave, se perdant dans les schistes	190
59 - Diagramme de Jung des roches basiques interstratifiées des mines - $R = 100 \text{ CaO} / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ - et comparaison avec les roches voisines	194
60 - Diagramme Al, Na, K des roches basiques interstratifiées de la mine et comparaison avec les roches voisines	195
61 - Phénomène de grillage par les "lamprophyres"	196
62 - Quelques éléments tectoniques observés dans la galerie du Chorillo (a) et le quatorzième niveau de la mine d'Almadén (b et c)	197
63 - Observations tectoniques de détail, a - Coupe dans la partie nord du travers-bancs reliant le puits S. Aquilino à la galerie générale ; b - Coupe dans la descenderie reliant la fausse galerie générale à la galerie générale	203
64 - Les cartouches a (S. Nicolas), b (S. Francisco) et c (S. Pedro) représentent les projections des parties exploitées de ces trois corps sur un plan vertical passant par les puits S. Aquilino et S. Miguel ; d représente les largeurs développées des trois corps aux différents niveaux	213
65 - Coupe verticale entre les sixième et dixième niveaux, perpendiculaire aux bancs minéralisés, passant par le travers-bancs principal du dixième niveau.....	214
66 - a - cliché de Patterson, réalisé avec b - position des gisements situés au Nord du Guadalquivir d'après la carte métallogénique de l'Espagne	218
67 - Détermination des rapports isotopiques $\text{S}^{34} / \text{S}^{32}$ dans quelques échantillons de pyrite d'Almadén.....	221
68 - Carte géologique des environs d'Almadenejos	226
69 - Coupe verticale de la mine Nueva Concepción (Almadenejos), passant par les puits S. Carlos et Refugio et orientée approximativement N-S	228
70 - Plans géologiques du sixième niveau (a) et du niveau intérieur (b) de la mine Nueva Concepción à Almadenejos	229
71 - Exemple de relations tectoniques entre schistes et roches volcaniques au sixième niveau de la mine Nueva Concepcion à Almadenejos	230

	Pages
Figure 72 - Carte géologique des environs des mines Valdeazogues et El Entredicho à Almadenejos.....	232
73 - Contrôle stratigraphique du mercure par le Quartzite du criadero dans le synclinal de Chillón.....	237
74 - Teneurs en Hg des roches d'Almadén et de quelques roches de la région	244
75 - Relation entre teneurs en carbone organique (%) et en mercure (ppm) des argilites d'Almadén.....	245
76 - Test de Stanton ; relation entre teneur en Hg (%) et position dans le triangle " Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 total" de quelques échantillons de minerai d'Almadén.....	246
77 - La province ibérique à mercure, antimoine et arsenic	252
78 - Gisements européens de mercure et d'antimoine appartenant au type Almadén	257
79 - Représentation schématique du modèle de mise en place du cinabre dans le niveau inférieur du Quartzite du criadero (S. Pedro)	270
80 - Découpage des feuilles topographiques au 1 / 50 000e	289
81 - Chaîne de dosage du mercure	292
 Tableau 1 - Coupe-type de l'Anté-ordovicien (région d'Almadén, complétée par celle de Mestanza)	35
2 - Coupe-type de l'Ordovicien inférieur (Sierra de Mestanza)	40
3 - Coupe-type de l'Ordovicien moyen et supérieur (région d'Almadén)	45
4 - Critères distinctifs des dolomies syngénétiques, diagénétiques et épigénétiques, compilées par l'auteur d'après A. Bernard.....	51
5 - Coupe-type du Silurien (à Almadén).....	56
6 - Coupe-type du Dévonien du synclinal de Chillón.....	68
7 - Moyenne des compositions chimiques en éléments majeurs des granodiorites de Garlitos, Fontanosas et Pedroches	85
8 - Partage du Rb et du Sr dans les constituants minéralogiques des échantillons [192] et [193]	85
9 - Compositions chimiques des dolérites intrusives basiques d'Almadén (n = 6)	96
10 - Teneurs en Ba, Sr, Rb, Li et Cs des dolérites (en ppm). Comparaisons des moyennes $\bar{x}$ avec les moyennes tirées de la littérature pour les basaltes $\bar{x}_{RL}$	96
11 - Teneurs en K, Rb, Ca et Sr des dolérites intrusives	97
12 - Répartition pétrographique des roches basiques interstratifiées d'Almadén en fonction de l'âge de l'encaissant	108
13 - Coefficients d'asymétrie et de kurtosis calculés pour les éléments majeurs des roches basiques interstratifiées d'Almadén (n = 117)	110
14 - Composition chimique des différents groupes pétrographiques de roches basiques .	110

	Pages
Tableau 15 - Matrice des corrélations totales inter-éléments des laves basiques interstratifiées (n = 117)	112
16 - Valeur moyenne de la P.F. par tranches de teneurs en K_2O et nombre d'échantillons .	115
17 - Comparaison de la composition moyenne des roches basiques interstratifiées d'Almadén	123
18 - Calcul de normes : catanorme et catanorme modifiée en considérant que tout le CO_2 est lié sous forme de dolomite	124
19 - Quelques analyses de roches basiques de Bretagne	128
20 - Densité des principales roches de la région.....	152
21 - Liste des cartes gravimétriques construites	152
22 - Comparaison des suites croissantes et décroissantes observées et calculées pour un seuil de confiance de 95 %	172
23 - Composition minéralogique des argilites de la mine d'Almadén	175
24 - Principaux paramètres sédimentologiques calculés sur les grands diamètres des grains de quartz du grès noir de S. Pedro	177
25 - Analyses des roches basiques interstratifiées des mines d'Almadén et de la Nueva Concepción	193
26 - Analyses des roches basiques interstratifiées de la Nueva Concepción et de l'ensemble des mines	193
27 - Diffractométrie des différentes fractions des lamprophyres	198
28 - Analyses chimiques de lamprophyres	199
29 - Analyse de la perte au feu des lamprophyres	200
30 - Tentative de reconstitution normative de la composition actuelle des lamprophyres d'Almadén.....	201
31 - Résultats provisoires des mesures de températures d'homogénéisation des fluides, de fusion et de solidification des phases solides	220

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS	7
RÉSUMÉS.....	11
INTRODUCTION	17
 A - APERÇU GÉOGRAPHIQUE	 17
1 - GÉOMORPHOLOGIE	17
2 - HYDROGRAPHIE	20
3 - PÉDOLOGIE	20
4 - CLIMAT	21
5 - BOTANIQUE	21
 B - MISE EN PLACE GÉOLOGIQUE	 23
1 - LE MASSIF HESPÉRIQUE	23
2 - LA SIERRA MORENA	23
3 - LE SECTEUR D'ALMADÉN	23
 C - APERÇU HISTORIQUE	 24
1 - TRAVAUX DE GÉOLOGIE GÉNÉRALE	24
2 - TRAVAUX DE MÉTALLOGÉNIE.....	25
3 - BREF APERÇU SUR L'HISTOIRE MINIÈRE	25
a - Période antérieure à l'occupation romaine	25
b - Epoque romaine.....	28
c - Epoque arabe	28
d - De la reconquête à l'époque actuelle	28

	Pages
D - BUT DU MÉMOIRE ET MÉTHODES UTILISÉES	29
1 - BUT DU MÉMOIRE	29
2 - MÉTHODES D'ÉTUDE	29
3 - PLAN DU MÉMOIRE	29
 <u>Première Partie</u> - CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'ALMADÉN Chapitre I STRATIGRAPHIE	
A - L'ANTÉ-ORDOVICIEN	33
1 - MORPHOLOGIE DES AFFLEUREMENTS	33
2 - SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	34
a - Travaux de E. Bouyx	34
b - Observations personnelles	34
3 - STRUCTURES SÉDIMENTAIRES ET STRATIFICATION	35
4 - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE	36
a - Formations de l'Alcudia (série inférieure de Bouyx)	36
b - Formations de l'Esteras (série supérieure de Bouyx)	36
c - Formation de Ballesteros	37
5 - POSITION STRATIGRAPHIQUE	37
6 - CONCLUSION	38
B - QUARTZITE ARMORICAIN	38
1 - MORPHOLOGIE DES AFFLEUREMENTS	38
2 - SÉQUENCE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	39
a - Travaux de E. Bouyx	39
b - Observations personnelles	39
3 - STRUCTURES SÉDIMENTAIRES ET STRATIFICATIONS	39
4 - PÉTROGRAPHIE	40
5 - POSITION STRATIGRAPHIQUE	41
C - ORDOVICIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR	42
1 - LITHOSTRATIGRAPHIE	42
a - Affleurements	42
b - Coupe-type	42
c - Structures sédimentaires et stratifications	42
A / Stratifications	42
B / Figures directionnelles	42
C / Figures d'origine biologique	45
D / Figures diagénétiques	45
d - Séquence lithostratigraphique	46

	Pages
A / Subdivision	46
B / Puissance	46
e - Les intercalations volcaniques	46
2 - PÉTROGRAPHIE	47
a - Calcaire	47
b - Dolomie	47
c - Shale dolomitique	48
d - Quartzite	48
e - Grès-Quartzite	48
f - Grès	48
g - Argilites	49
3 - LA DOLOMIE DU CHORILLO	50
a - Le problème	50
b - Tentative de datation relative de la dolomitisation	50
c - Conclusions	52
4 - PALEONTOLOGIE	52
5 - SYNTHÈSE	53
a - Calage de la séquence lithostratigraphique	53
A / Stratigraphie proposée	53
B / Limites	53
b - Comparaisons avec les zones limitrophes	53
D - SILURIEN	54
1 - LITHOSTRATIGRAPHIE	54
a - Affleurements	54
b - Coupe-type	54
c - Structures sédimentaires	54
A / Nodules des schistes à Graptolithes	54
B / Stratifications et figures sédimentaires du Quartzite du criadero	57
C / Figures sédimentaires des alternances schisto-gréseuses	57
d - La séquence lithostratigraphique	57
A / Subdivisions	57
B / Puissance	57
e - Les intercalations volcaniques	57
2 - PÉTROGRAPHIE	57
3 - ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE DU SILURIEN DE LA MOITIÉ MÉRIDIONALE DE LA MESETA IBÉRIQUE EN ESPAGNE	58
4 - ÉTUDE DES VARIATIONS LATÉRALES DU QUARTZITE DU CRIADERO À L'INTÉRIEUR DE LA CONCESSION	60
a - Remarque préliminaire	60
b - La puissance apparente	61
c - Figures sédimentaires	61
d - Minéralisations autres que celles de mercure	61
e - Conclusion	62

	Pages
5 - PALEONTOLOGIE	62
a - Niveaux fossilifères : schistes à Graptolithes	62
b - Caractères généraux	63
6 - SYNTHÈSE	63
a - Calage de la séquence lithostratigraphique	63
A / Stratigraphie proposée	63
B / Limites	63
b - Remarques sur la paléogéographie.....	64
c - Comparaison avec les zones limitrophes.....	66
E - DÉVONIEN	66
1 - LITHOSTRATIGRAPHIE	66
a - Les affleurements	66
b - Coupe-type	66
A / Synclinal de Chillón	66
B / Synclinal de Guadalmez	68
2 - PÉTROGRAPHIE	68
3 - ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE DE LA MOITIÉ MÉRIDIONALE DE LA MESETA IBÉRIQUE EN ES PA GNE	69
4 - PALÉONTOLOGIE : LES NIVEAUX FOSSILIFÈRES	70
a - Le "Quartzite de Base" (D ₁)	70
b - Argilites à intercalations calcaires (D ₂)	70
c - Lumachelle donnant par altération un grès rougeâtre (D _e)	71
5 - SYNTHÈSE	71
a - Calage de la séquence lithostratigraphique	71
b - Paléogéographie	72
F - CARBONIFÈRE	72
G - TERTIAIRE ET QUATERNAIRE	73
1 - LE MIOCÈNE	73
2 - LES RAÑAS	73
a - Définition	73
b - Localisation et description	74
c - Formation des rañas	74
d - Âge et évolution des rañas	74
3 - LES TERRASSES FLUVIAILES	75
4 - ÉBOULIS DE QUARTZITES	75
H - CONCLUSIONS.....	75

Chapitre II

LES PHÉNOMÈNES PROFONDS : ROCHES IGNÉES ET MÉTAMORPHISME

A - LES GRANITOÏDES ET LEURS CORTÈGES FILONIENS	77
---	----

	Pages
1 - LES AFFLEUREMENTS	77
a - Remarques générales	77
b - Description des trois corps de granitoïdes	79
A / Stock de Fontanosas	79
B / Stock de Garlitos	79
C / Batholite de Los Pedroches	79
2 - REMARQUES STRUCTURALES	79
3 - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE	80
a - Stock de Fontanosas	80
A / Granodiorite	80
B / Microgranite	81
C / Enclaves	81
D / Auréole métamorphique	82
b - Stock de Garlitos	82
A / Granodiorite	82
B / Aplite	82
C / Enclaves	82
D / Auréole métamorphique	83
c - Batholite de Los Pedroches	83
A / Granodiorite (faciès central)	83
B / Granite pegmatitique de Sta Eufemia	83
C / Aplites	83
D / Faciès de bordure	84
E / Enclaves	84
F / Auréole de métamorphisme	84
4 - GÉOCHIMIE	84
a - Eléments majeurs	84
b - Eléments en traces	86
5 - INTERPRÉTATIONS GÉNÉTIQUES	86
6 - CONCLUSIONS	88
B - LES MICROGRANITES ET LES RHYOLITES	88
1 - FILON DE MICROGRANITE PORPHYROÏDE DE "EL BORRACHO"	88
2 - LACCOLITHE ACIDE DE "CASA BLANCA"	90
3 - RHYOLITES DANS LE DÉVONIEN DU SYNCLINAL DE CHILLON	91
4 - NECK DU PERALEJO (GUADALMEZ)	92
5 - GÉOCHIMIE	92
6 - MISE EN PLACE	92
C - LES DOLÉRITES INTRUSIVES	93
1 - CONDITIONS D'AFFLEUREMENT ET ÉTUDE STRUCTURALE	93
2 - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE	93
3 - GÉOCHIMIE	95

	Pages
a - Éléments majeurs	95
b - Éléments en traces	95
4 - ÂGE DES INTRUSIONS BASIQUES	97
5 - CONCLUSION	97
D - LES ROCHES VOLCANIQUES BASIQUES INTERSTRATIFIÉES	98
1 - OBSERVATIONS DE TERRAIN	98
a - Les affleurements et la nature de l'interstratification	98
b - Répartition stratigraphique	99
c - Répartition régionale du volcanisme	99
2 - PÉTROGRAPHIE ET MINÉRALOGIE	99
a - Les roches interstratifiées	100
A / Pétrographie des basaltes	100
B / Pétrographie des dolérites	101
C / Les transformations des dolérites	102
D / Conclusion	103
b - Roches pyroclastiques	104
A / Tufs lie de vin	104
B / Brèches pyroclastiques	104
C / Brèches pyroclastiques du type "Frailesca"	105
D / Conclusion	106
c - Roches volcaniques "incertae Sedis"	106
A / Albitite	106
B / Les roches du PK 2, 5 de la route de Sacruela	106
C / Remarque d'ensemble	107
d - Conclusions	107
3 - GÉOCHIMIE	107
a - Les analyses globales : éléments majeurs	108
A / Histogrammes de fréquence	108
B / Composition des différents types pétrographiques	111
C / Corrélations entre éléments	112
D / Profil des teneurs dans une succession de coulées	114
E / Conclusions	114
b - Essai de séparation des phénomènes magmatiques et deutériques	114
A / Choix des diagrammes	114
B / La phase deutérique	115
1 - Expression minéralogique	115
2 - Nature chimique de la P.F.	120
3 - Aspect chronologique	121
C / La phase magmatique	121
c - Caractérisation géochimique	122
A / Exposé des motifs	122
B / Composition chimique globale	123
C / Diagrammes et indices de classement	124
D / Roches associées	124
E / Normes	125
F / Conclusions	125

	Pages
d - Les roches pyroclastiques	125
e - Conclusion de l'étude géochimique	126
4 - RELATIONS AVEC LES ROCHES INTRUSIVES BASIQUES	126
5 - COMPARAISONS	126
a - La péninsule ibérique méridionale	126
b - La Bretagne	127
c - La Thuringe	127
d - Récapitulation	128
6 - CONCLUSIONS	128
E - LES LAMPROPHYRES	130
F - LE VOLCANISME PLIO-QUATERNAIRE DE LA PROVINCE DE CIUDAD REAL	131
G - LE PROBLÈME DU MÉTAMORPHISME	131
1 - RAPPEL DES OBSERVATIONS INTÉRESSANT LE MÉTAMORPHISME	131
2 - LES VERRES VOLCANIQUES	132
3 - LA PROFONDEUR DE MISE EN PLACE DU VOLCANISME	132
4 - LA MATIÈRE ORGANIQUE	133
5 - APPARITION DE LA SCHISTOSITÉ	133
6 - LES MINÉRAUX DES ARGILES	134
a - Pyrophyllite	134
b - Kaolinite	134
c - Illite	134
7 - LA PUMPELLYTE	135
8 - LES INCLUSIONS FLUIDES	135
9 - CONCLUSIONS	135
Chapitre III	
TECTONIQUE	
A - PARTICULARITÉS GÉOMÉTRIQUES DES UNITÉS STRUCTURALES	137
1 - LA ZONE DE TRANSITION : L'ANTÉ-ORDOVICIEN	137
2 - LA COUVERTURE : LE PALÉOZOÏQUE	138
a - La tectonique souple	138
A / L'échelle kilométrique	138
1 - Les formes allongées	138
2 - Les formes courtes	139
3 - Les formes courbes	139
B / L'échelle hectométrique	139
1 - Les redoublements	140
2 - Les plis-failles à axes verticaux	141
3 - Les bombements	141

	Pages
b - La tectonique cassante : les failles	142
A / Les grands décrochements	142
B / Failles de détente associées	144
C / Failles directionnelles	144
3 - CONCLUSION	144
B - CHRONOLOGIE TECTONIQUE	145
1 - SUCCESSION DES ÉVÉNEMENTS TECTONIQUES HERCINIENS DANS LE SECTEUR D'ALMADÉN ET ESSAI SUR LES FORCES	145
2 - INTÉGRATION DANS LE SCHEMA GÉNÉRAL DE L'OROGENÈSE HERCINIENNE	146
3 - VUE D'ENSEMBLE SUR L'HISTOIRE TECTONIQUE DU SECTEUR D'ALMADÉN	147
a - Orogenèse cadomienne	147
b - Orogenèse calédonienne	147
c - Orogenèse hercynienne	147
d - Orogenèse alpine	148
C - APERÇU SUR LA STRUCTURE PROFONDE DU SUD DE LA MESETA IBÉRIQUE	148
1 - LA SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONALE	149
2 - RÉPARTITION DU CHAMP DE GRAVITÉ TERRESTRE	149
a - Remarques préliminaires	149
b - Profils gravimétriques	150
c - Carte isogamme de Bouguer	150
d - L'anomalie régionale	152
e - L'anomalie résiduelle	153
f - Le laplacien de l'anomalie de Bouguer	153
g - L'apport de la gravimétrie	153
3 - RÉPARTITION DU CHAMP MAGNÉTIQUE TERRESTRE	158
4 - CONCLUSION	158
D - CONCLUSIONS	159

Chapitre IV

SYNTHÈSE : L'HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'ALMADÉN	161
---	-----

Deuxième Partie - DESCRIPTION DES MINÉRALISATIONS MERCURIFÈRES D'ALMADÉN

Chapitre I

LA MINE D'ALMADÉN

A - L'ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE LOCAL	167
1 - STRATIGRAPHIE : LES ROCHES SÉDIMENTAIRES	167
a - La coupe-type déduite de quelques profils	167
b - La sédimentologie des niveaux minéralisés	169
A / Figures de sédimentation	169
1 - Ripple-marks	169
2 - Nodules pyriteux	169
3 - Nodules dolomitiques	169

	Pages
4 - Figures de pression	169
5 - Stylolithes	169
B / Les stratifications	169
c - Pétrographie	174
A / Shales	174
B / Quartzites et grès	175
d - Le carbone organique	183
e - Diagenèse du quartzite	184
f - L'âge du niveau minéralisé	186
g - Conclusions	187
A / Description de la coupe synthétique	187
B / Le milieu de genèse.....	188
2 - LES ROCHES VOLCANIQUES ET PYROCLASTIQUES BASIQUES	188
a - Remarques structurales.....	188
b - Pétrographie et minéralogie	189
A / Le basalte du mur	189
B / Les roches du toit	189
C / Tuf des argilites du mur	190
D / La "frailesca".....	190
c - Géochimie	192
3 - LES "LAMPROPHYRES"	195
a - Etude structurale	196
A / Les contacts	196
B / Dimensions et distribution	196
C / Accidents postérieurs	197
b - Minéralogie	198
A / Diffractométrie X	198
B / Analyse thermopondérale	198
C / Analyse thermodifférentielle	198
c - Géochimie	199
d - Pétrographie	200
A / Description	200
B / Reconstitution normative de la roche actuelle	200
e - Géochronologie.....	201
f - Terminologie	201
4 - ALTÉRATION HYDROTHERMALE.....	202
5 - TECTONIQUE	202
a - Géométrie des failles	203
A / Failles directionnelles	203
B / Failles obliques	204
C / Failles de décrochement	204
b - Remplissage des failles	204
B - MINÉRAIS ET GANGUES	205
1 - LES FACIÈS DU CINABRE ET DE LA PYRITE	205
2 - OBSERVATIONS MACROSCOPIQUES	205
a - Le mercure métallique	205

	Pages
b - Le cinabre	206
A / Minerai massif	206
B / Sphérules de cinabre	206
c - La pyrite	206
d - Les minéraux secondaires	207
e - Les minéraux douteux	207
3 - MICROSCOPIE DES MINÉRAIS	207
a - Le cinabre	207
A / Figures de sédimentation	207
B / Figures de déformation tectonique	208
C / Le cinabre des fractures	208
b - La pyrite	208
c - Les autres sulfures	210
4 - OBSERVATIONS MINÉRALOGIQUES	210
a - Le cinabre	210
b - La pyrite	211
c - La barytine	211
d - La dolomite	211
C - GÉOMÉTRIE DES CORPS MINÉRALISÉS - RELATIONS DE CONGRUENCE	211
1 - GÉOMÉTRIE INTERNE	211
a - L'effet de toit de S. Pedro	211
b - Les masses minéralisées du quartzite supérieur	212
2 - GÉOMÉTRIE EXTERNE	212
3 - RELATIONS DE CONGRUENCE	215
D - LE POINT DE VUE LINÉAMENTAIRE	216
1 - REMARQUES PRÉLIMINAIRES	216
2 - REVUE CRITIQUE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS	217
3 - ÉTUDE STATISTIQUE	218
E - ÉTUDES GÉOCHIMIQUES COMPLÉMENTAIRES	219
1 - INCLUSIONS FLUIDES	219
2 - ISOTOPES DU SOUFRE	221
F - CONCLUSIONS	222

Chapitre II

AUTRES MINES ET INDICES DE MERCURE DE LA CONCESSION

A - MINE "LA VIEJA CONCEPCIÓN"	225
1 - HISTORIQUE	225
2 - GÉOLOGIE DE SURFACE	227
3 - TRAVAUX SOUTERRAINS ET MINÉRALISATION	227

	Pages
B - MINE "LA NUEVA CONCEPCIÓN"	227
1 - HISTORIQUE	227
2 - GÉOLOGIE DE SURFACE	227
3 - LA MINÉRALISATION	228
a - Remarques structurales	230
b - Forme du corps minéralisé	230
C - MINE DE "VALDEAZOGUES"	231
1 - HISTORIQUE	231
2 - GÉOLOGIE DE SURFACE	231
3 - LA MINÉRALISATION	233
D - MINE "EL ENTREDICHO"	233
1 - HISTORIQUE	233
2 - GÉOLOGIE DE SURFACE	233
3 - LA MINÉRALISATION	233
E - MINE "LAS CUEVAS"	234
1 - HISTORIQUE	234
2 - GÉOLOGIE DE SURFACE	234
3 - LA MINÉRALISATION	234
F - INDICES DU QUARTZITE DU CRIADERO	234
1 - INDICES CONNUS	234
2 - INDICES NOUVEAUX	235
G - INDICES DANS LES LAVES DÉVONIENNES	235
1 - PROSPECT DE GUADALPERAL	235
a - Historique	235
b - Géologie de surface	235
c - La minéralisation	236
2 - L'INDICE DE CHILLÓN	236
H - CONCLUSIONS	236

Chapitre III

LA GÉOCHIMIE DU MERCURE A ALMADÉN

A - INTRODUCTION	239
1 - REVUE HISTORIQUE	239
2 - INTÉRÊT DE LA GÉOCHIMIE DU MERCURE	239
B - CRITIQUE MÉTHODOLOGIQUE DE LA MERCUROMÉTRIE SUR ROCHE	240

	Pages
1 - LA PORPHYRISATION, LA GRANULOMÉTRIE ET L'HÉTÉROGÉNÉITÉ DE LA DISTRIBUTION EN ROCHE	240
a - Temps de porphyrisation et granulométrie	240
b - Technique de porphyrisation	241
c - Tranches granulométriques	241
d - Hétérogénéité de la distribution en roche	241
2 - LE STOCKAGE	241
a - La température	241
b - La durée	241
C - LA CONTAMINATION RÉGIONALE	242
D - LA GÉOCHIMIE DU MERCURE A ALMADÉN	242
1 - INFLUENCE DE L'ÂGE	242
2 - INFLUENCE DE LA PÉTROGRAPHIE	243
3 - RELATION ENTRE MATIÈRE ORGANIQUE ET MERCURE	243
4 - LE CAS DES "LAMPROPHYRES"	245
5 - LE "TEST DE STANTON"	246
E - CONCLUSIONS	247

Chapitre IV

COMPARAISONS

A - MINÉRALISATIONS DE LA ZONE D'ALMADÉN	249
1 - RAPPEL SUR LE SUD DE LA MESETA	249
2 - LA CONCESSION D'ALMADÉN	249
a - Plomb et zinc	249
b - Cuivre	250
c - Antimoine	250
d - Tungstène	251
B - LA PROVINCE IBÉRIQUE À MERCURE, ANTIMOINE et ARSENIC	251
1 - SOUS-PROVINCE DE SIERRA MORENA	251
2 - SOUS-PROVINCE DES ASTURIES	253
a - Groupe du Cambrien	253
b - Groupe de l'Ordovicien	253
c - Groupe du Dévonien	253
d - Groupe du Carbonifère	254
3 - SOUS-PROVINCE DE PORTO	254
4 - SOUS-PROVINCE DE SIERRA NEVADA	254
5 - SOUS-PROVINCE DE LEVANTE	255
6 - SOUS-PROVINCE DES PYRÉNÉES	255
7 - VUE D'ENSEMBLE SUR LE MERCURE DE LA PÉNINSULE IBÉRIQUE	255

	Pages
C - MINÉRALISATIONS DU TYPE ALMADÉN	256
D - CONCLUSIONS	259

Chapitre V

INTERPRÉTATIONS

A - RAPPEL DES THÉORIES CLASSIQUES	261
1 - THÉORIE DE LA SUBLIMATION	261
2 - THÉORIE DE L'IMPRÉGNATION HYDROTHERMALE ÉPIGÉNÉTIQUE	262
3 - THÉORIE THERMOSYPHONNIENNE	262
4 - THÉORIE DES CHEMINÉES VOLCANIQUES	263
5 - CONCLUSION	263
B - QUELQUES RAPPELS SUR LA GÉOCHIMIE DU MERCURE	263
1 - LE MERCURE DES SEDIMENTS A MATIÈRE ORGANIQUE	263
2 - LE MERCURE DANS LES EAUX THERMALES ET MINÉRALES	264
3 - LE MERCURE DANS LES ÉMISSIONS VOLCANIQUES	264
4 - CONCLUSIONS	265
C - RAPPEL SOMMAIRE SUR LA PHYSICO-CHIMIE DU MERCURE	265
D - INTERPRÉTATION	266
1 - ÉPOQUE DE MISE EN PLACE	266
2 - LA SOURCE DU MATÉRIEL	267
3 - LE MÉCANISME DE MISE EN PLACE	268
a - Rappel géométrique	268
b - Proposition d'un modèle génétique	268
4 - L'ÉVOLUTION DE LA MINÉRALISATION	271
5 - EN GUISE DE CONCLUSION	271

Chapitre VI

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A - BILAN DE L'ÉTUDE RÉGIONALE	273
1 - LE MÉTAMORPHISME	273
2 - LE RÔLE DES FLUIDES	273
3 - POSITION GÉOTECTONIQUE DU SECTEUR ÉTUDIÉ	274
B - PRÉLUDE À UNE TYPOLOGIE DES GISEMENTS DE MERCURE : LE TYPE ALMADÉN	274
Caractères essentiels à la définition du type Almadén	274
I - Paragenèse hypogène (c'est-à-dire primaire) et éventuellement succession ...	274
II - Altération superficielle - météorique - et minéraux supergènes en résultant ..	275

	Pages
III - Composition chimique et teneur moyenne des minerais	275
IV - Tonnage de la minéralisation	276
V' - Nature lithologique de l'environnement	276
VI' - Forme des gisements en liaison avec les structures des roches encaissantes	276
VII' - Chronologie géologique de l'environnement proche et lointain du gisement	276
VIII' - Chronologie comparée des phénomènes géochimiques et métallogéniques de l'environnement et du gisement	277
ANNEXES	
ANNEXE 1 - COUPES STRATIGRAPHIQUES LEVÉES AU JOUR	281
A - ORDOVICIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR	281
B - SILURIEN	283
ANNEXE 2 - COUPES STRATIGRAPHIQUES LEVÉES AU FOND	285
ANNEXE 3 - DÉCOUPAGE CARTOGRAPHIQUE DE LA CONCESSION D'ALMADÉN	289
ANNEXE 4 - DESCRIPTION DE LA TECHNIQUE D'ANALYSE DU MERCURE	291
A - PRINCIPE	291
B - RÉALISATION	291
1 - Préparation, analyse et étalonnage	291
2 - Etude de l'erreur	291
ANNEXE 5 - INDEX GÉOGRAPHIQUE	295
BIBLIOGRAPHIE	301
LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX	323
PLANCHES I à VIII	343
PLANCHES I à VI	hors-texte

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

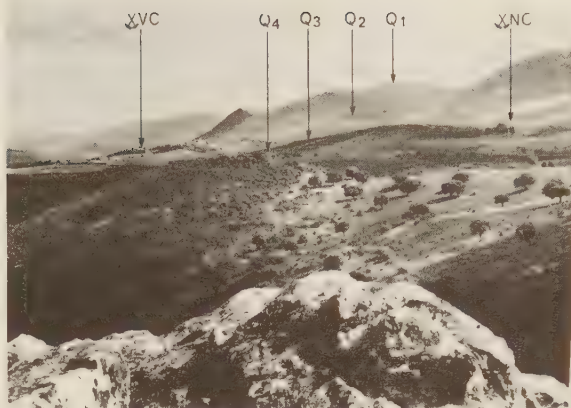
Planche I

Paysages de la concession

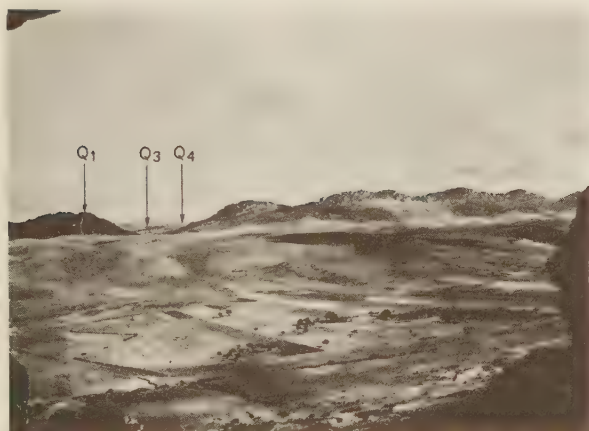
1. - Vestiges de la raña de Garlitos (Badajoz). Vue prise de la route entre "El Borracho" (Garlitos) et le "Collado del Azorejo" (Siruela). Les terrasses (altitude 600 m) s'étendent entre les deux flèches (soit 6 km). Les crêtes à l'horizon sont formées de Quartzite armoricain.
2. - Succession stratigraphique de l'Ordovicien et du Silurien. Vue prise depuis le Quartzite siegenien au-dessus de "Casas del Castillo" (Almadenejos). Q_1 : Quartzite armoricain ; Q_2 : Quartzite canteras ; Q_3 : Quartzite du criadero ; Q_4 : Quartzite siegenien. ¹ La continuité entre le point d'observation et le point Q_4 est interrompue par une faille. Deux anciennes mines de mercure : "Nueva Concepcion" (NC) et "Vieja Concepcion" (VC), cette dernière en dessous du village d'Almadenejos.
3. - Valle de Alcudia. Vue prise depuis le col de "Vistalegre" (Almadén) vers le "Puente de Hierro". Entre le point de vue et le Quartzite armoricain (Q_1) s'étendent les formations anté-ordoviciennes du Valle. A travers la percée du Q_1 , on aperçoit une bande de Quartzite du criadero (Q_3) et de Quartzite siegenien (Q_4).
4. - Synclinal de Chillón. Vue prise depuis le Quartzite siegenien (Château d'eau d'Almadén) vers l'autre bord du synclinal : Q_4 . A l'horizon une crête de Quartzite armoricain (Q_1). A gauche le village de Chillón.
5. - Mine d'Almadén. Vue depuis le Camino del Polvorín (Almadén). Installations de la mine : fours de distillation, puits S. Joaquin (S.J.) et puits S. Aquilino (S.A.), terrils. Dans le thalweg au deuxième plan, débouché de plusieurs galeries anciennes (x) et anciens résidus de distillation de la "Huerta del Rey" (HR). Au fond, les deux barres de Quartzite armoricain (Q_1) encadrant l'anticlinal de l'Alcudia.
6. - Granodiorite de Garlitos. Vue depuis le chalet au-dessus du futur barrage de l'Esteras. Le stock de granodiorite (G) est recoupé par le R. Esteras et ses alluvions (A). Au fond de la mine de plomb "Carmen" (galène argentifère). A l'horizon, une crête de Quartzite siegenien (Q_4) épargnée par l'intrusion.



1



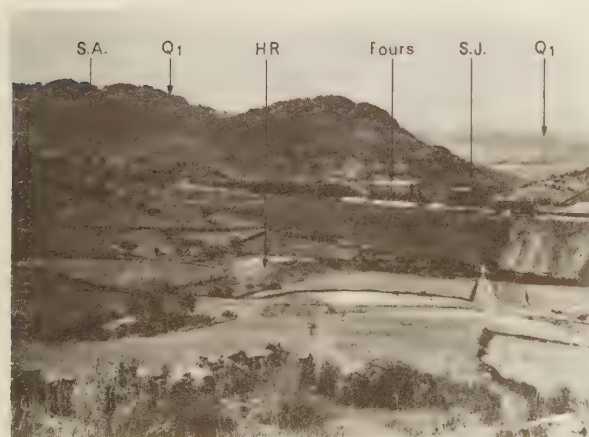
2



3



4



5

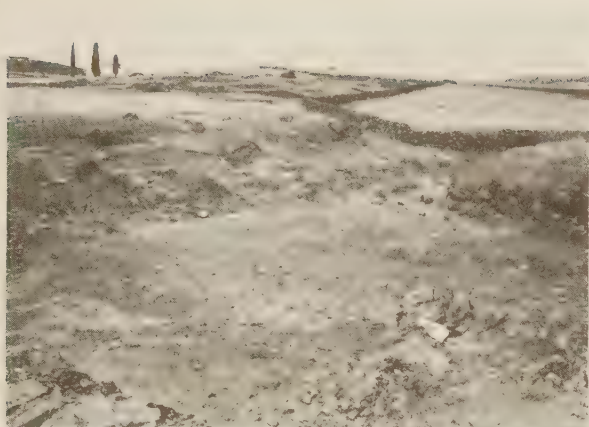


6

Planche II

Affleurements de la concession

1. - Buttes de roches volcaniques (Peñones). Environs de Chillón.
2. - Quartzite avec traces de chocs.
3. - Altération de dolérites en boule : des boules de roche non altérée sont prises dans un matériel décomposé. Noter le début d'altération en pelure d'oignon. Carrière du PK 2,5 de la route de Saceruela.
4. - Altération de dolérites en pelures d'oignon. Même localité que celle de la figure 3.
5. - Débit prismatique du microgranite de Casa Blanca. Carrière au Sud du Corral de Sancho. Le stéréogramme de la figure 17 c a été levé ici.
6. - Coulée de lave interstratifiée. PK 3 de la route Almadén-Ciudad Real. La stratification est verticale et parallèle au manche du marteau. Noter le débit prismatique, perpendiculairement à la stratification.



1



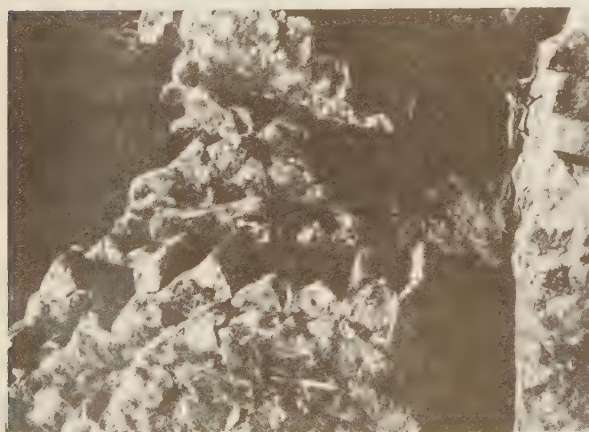
2



3



4



5



6

Planche III

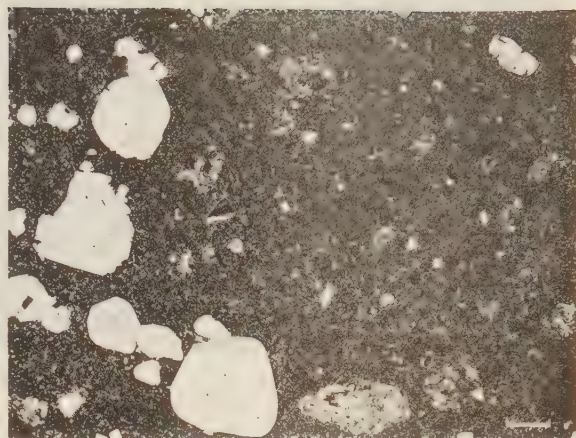
Roches intrusives (acides et basiques) de la concession (x)

1. - Granodiorite A4-14 [192] - L.P. - Carrière au bord du R. Quéjigal (Fontanosas). Phénocristaux de plagioclase dans un fond de quartz, d'orthose et de biotite.
2. - Rhyolithe S8-31 [382] - L.N. - "El Borracho" (Garlitos) ; Partie Sud de l'intrusion. Phénocristaux corrodés de quartz et de feldspath potassique.
3. - Rhyolithe A1-262 - L.N. - Vallée de l'Ar. del Molar Viejo. Phénocristaux de sanidine (?) dans une pâte dévitrifiée.
4. - Brèche rhyolitique C7-1c - L.N. - "Peralejo" (Guadalmez). Fragments de schistes et de quartz dans une pâte dévitrifiée.
5. - Dolérite "incertae sedis" A1-183 [130] - L.N. - PK 2,5 de la route Almadén-Saceruela. Baguettes de plagioclase (blanches) et d'augite (gris clair) délimitant des espaces remplis de chlorites et de quartz.
6. - Dolérite intrusive C8-31/1 [15] - L.N. - Tranchée du chemin de fer PK 287 Madrid-Badajoz. Baguettes de plagioclases (blanches) et augites (sombres avec taches claires) enserrant des chlorites, quartz et épidotes.

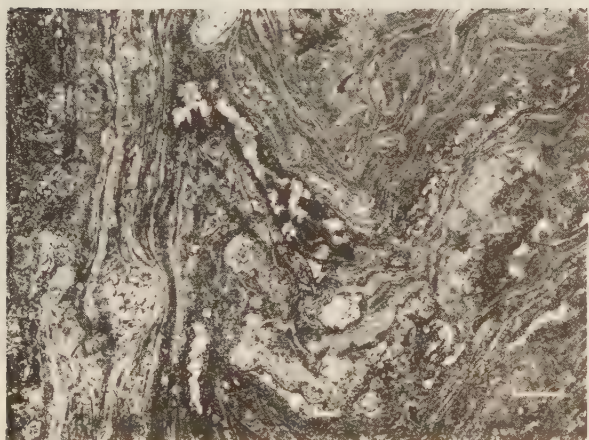
(x) Sur toutes les reproductions, la barre représente 1 mm.



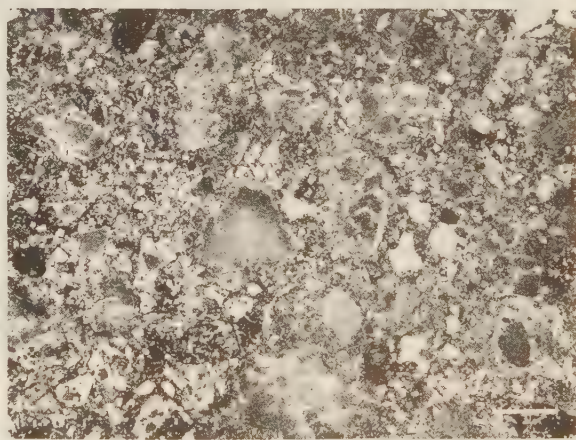
1



2



3



4



5



6

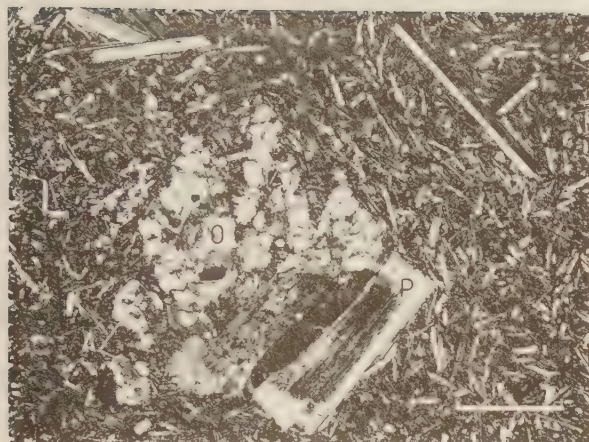
Planche IV

Roches basiques interstratifiées et "incertae sedis" de la concession (x)

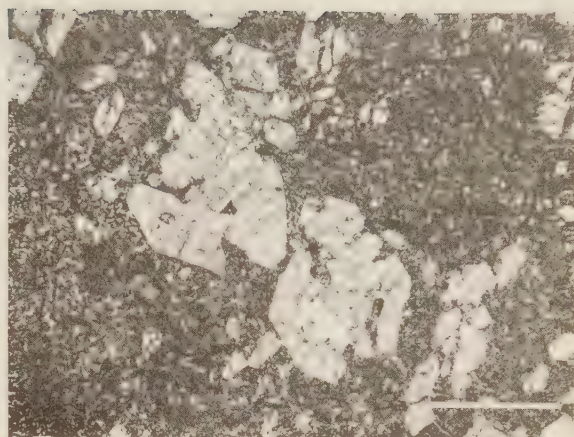
1. - Basalte frais A1-231 [223] - L.P. - Ar. del Molar Viejo à 200 m du confluent avec l'Ar. del Tamujar, - Phénocristaux de plagioclase (P), d'olivine (O), complètement transformée en carbonate et d'augite (A) dans une pâte microlitique.
2. - Basalte A2-235 [299] - L.P. - Casa de Los Santos (Almadenejos) - Phénocristaux d'olivine complètement transformés en carbonates et en chlorites.
3. - Dolérite interstratifiée S8-1a [9] - L.N. - Valle de Arrubiel : prospect minier, - Augite (A), hornblende brune (H) et biotite (B), séparées par des taches claires de carbonates et de phyllites.
4. - Albitite "incertae sedis" A1-71 [50] - L.P. - Valle de la Enramada, à 200 m au Nord de la route de Valdemanco, - Grande baguettes d'albite, partiellement en échiquier, encadrant des vides et des amas de goethite.
5. - Basalte vacuolaire A1-225 [220] - L.N. - Ar. del Molar Viejo à 800 m du confluent avec l'Ar. del Tamujar, - Vacuoles remplies de carbonates.
6. - Phénomènes de dévitrification - Même échantillon que celui de la figure 2.

.....

(x) Sur toutes les reproductions, la barre représente 1 mm.



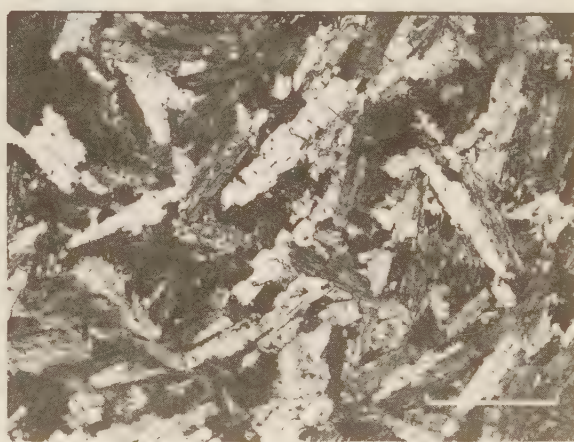
1



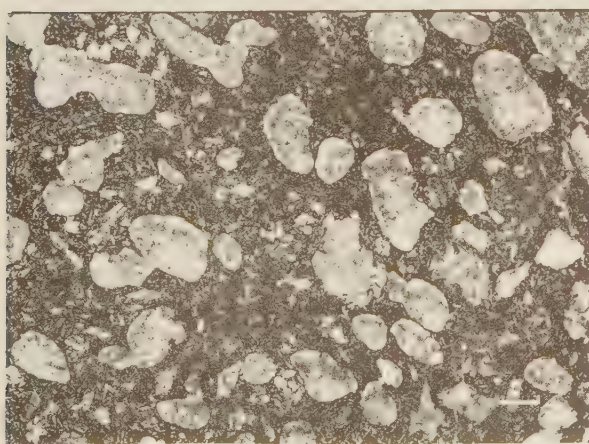
2



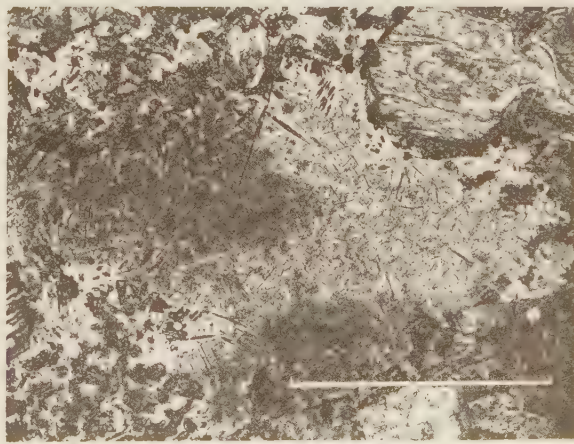
3



4



5



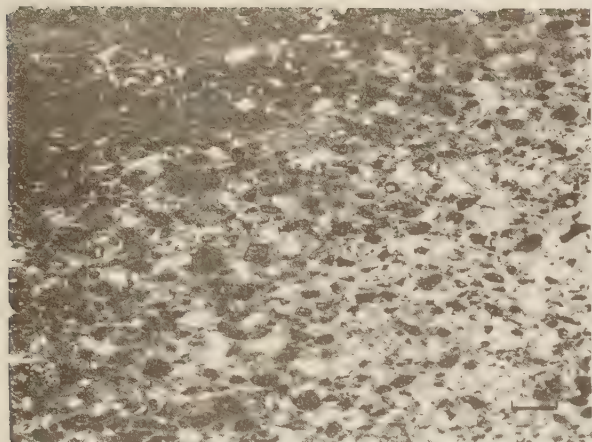
6

Planche V

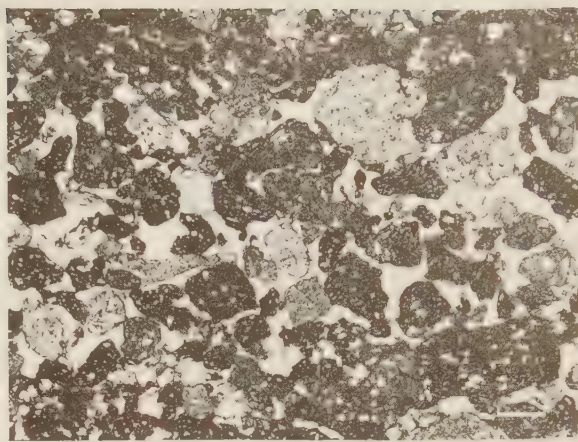
Roches pyroclastiques (concession) et ignées (mine d'Almadén) (✱)

1. - Tuf lie de vin C4-21 [13] - L.P. - Vieille route Almadén-Chillón, à 200 m au SW de la fontaine. Agrégats d'oxydes de Fe et grains de quartz dans un ciment cryptocristallin.
2. - Tuf à ciment carbonaté A2-113 [206] - L.N. - Arroyo de la Candelera à 400 m au Nord du Molino de la Dehesa.
3. - Basalte du toit - L.P. - Sondage à la limite occidentale de la zone minéralisée (niveau 14). - lame traitée selon la technique de Boyer-Brousse. Baguettes de plagioclase, plages de quartz et squelettes de leucoxène.
4. - "Roche du mur" AL 17-33. - L.N. - Vacuoles remplies par des carbonates.
5. - "Fraileasca" typique [67] - L.N. - Fragments lithiques dans une pâte cryptocristalline à grains de quartz détritiques.
6. - "Lamprophyre" AL 17-42 [425] - L.N. - Noter les grains de cinabre au coeur du vésicule rempli de carbonate (flèches).

(✱) Sur toutes les reproductions, la barre représente 1 mm.



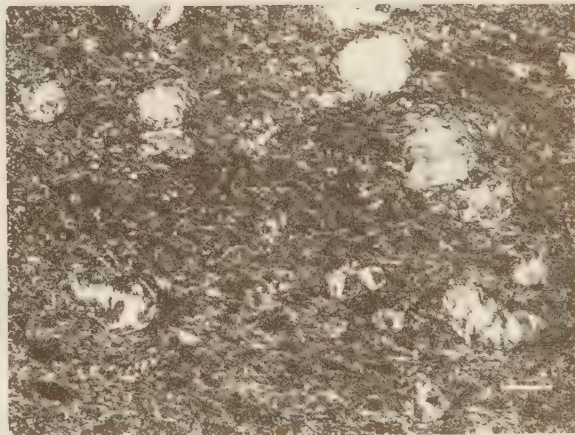
1



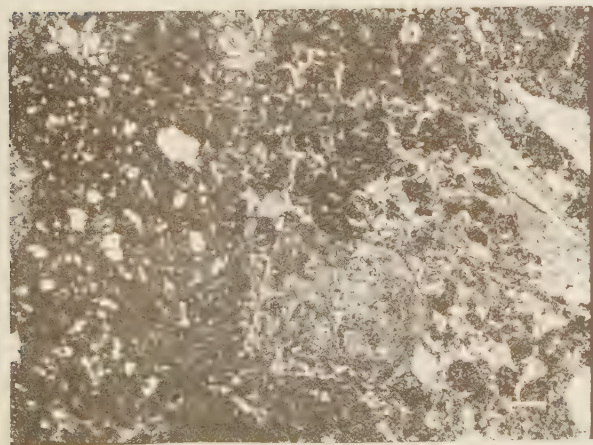
2



3



4



5



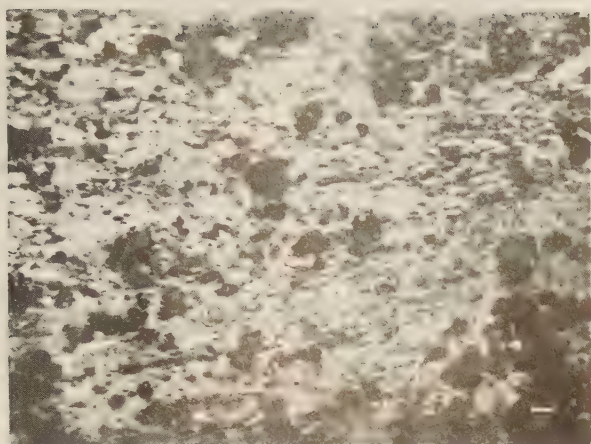
6

Planche VI

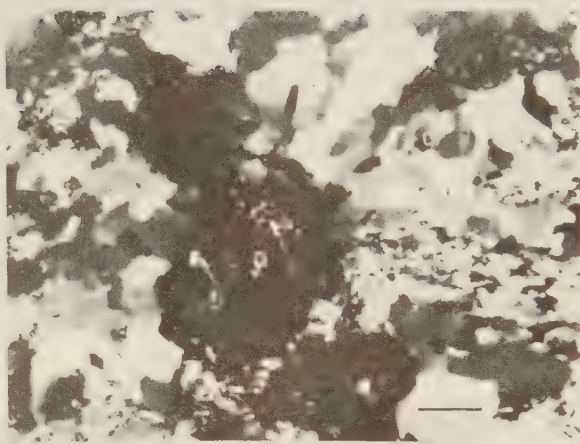
Divers aspects du cinabre - I (✕)
Echantillons de cinabre massif provenant du onzième ou douzième niveau

1. - Stratification entrecroisée (?)
2. - Quartz corrodés par du cinabre - Noter la différence de taille des grains de quartz (Q) et de cinabre (Ci), montrant qu'il n'y a pas eu remplacement grain par grain. La flèche signale une corrosion particulièrement nette.
3. - Lamination - Alternance de lits à granulométrie différente. Noter la différence de taille des grains de quartz et de cinabre.
4. - Figure de pression - Un fragment bréchique déforme des lits plus fins.
5. - Figure de remaniement.
6. - Plissottements, soulignés par la différence de granulométrie des lits.

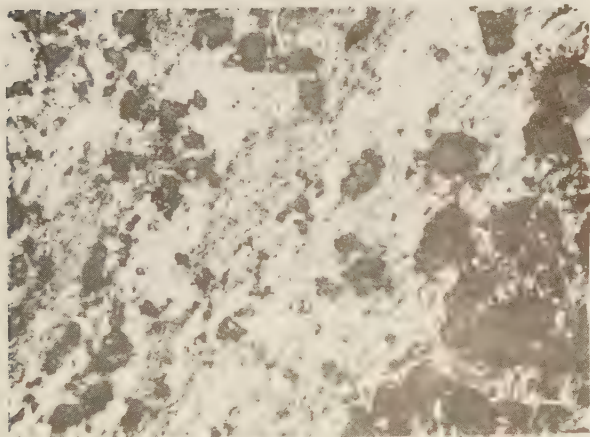
(✕) La barre représente : 100 μ sur les photos 1, 2, 3 et 6 ; 1 cm sur les photos 4 et 5.



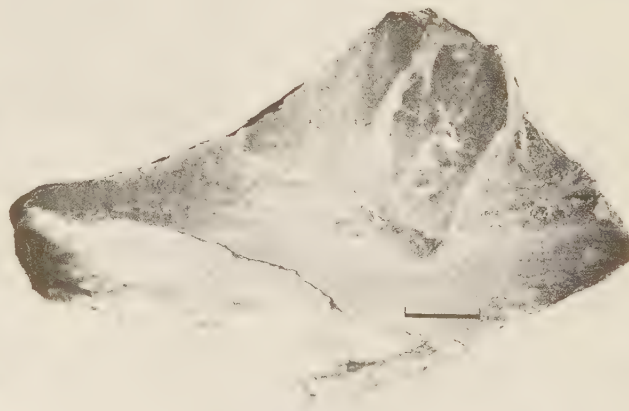
1



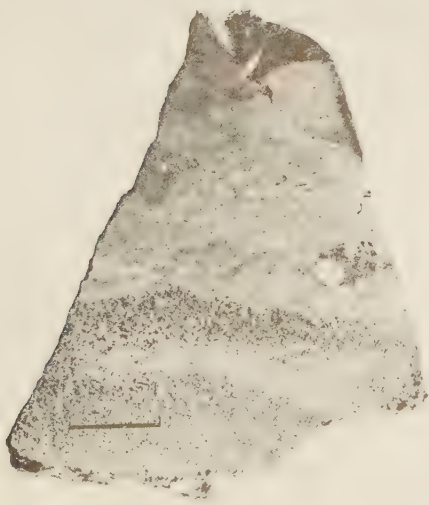
2



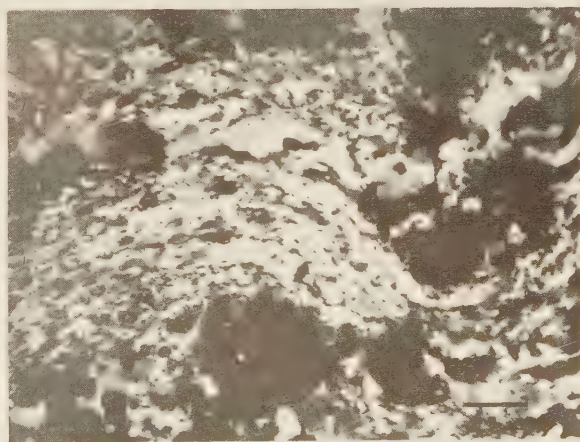
3



4



5



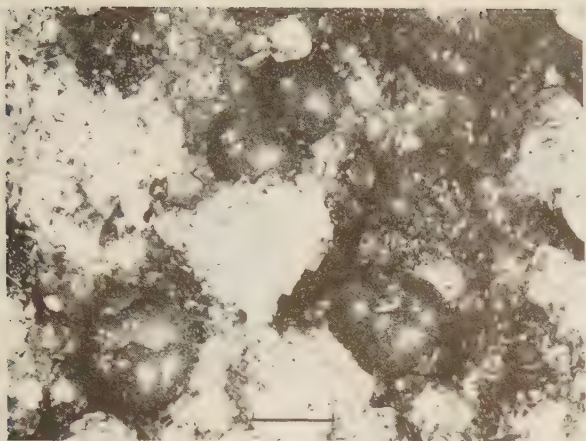
6

Planche VII

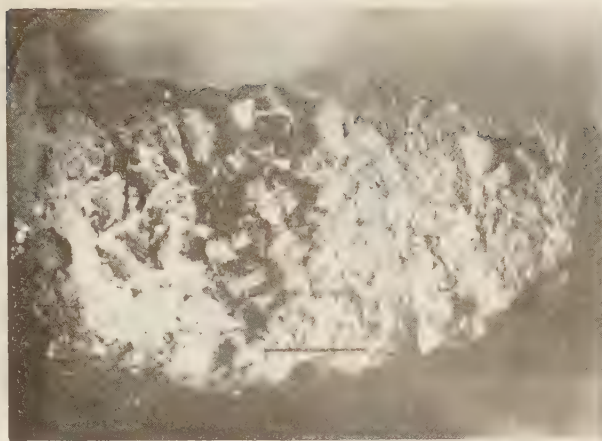
Divers aspects du cinabre - II (✱)

1. - Sphérules de cinabre , séparés par des cristaux de dolomite.
2. - Cristaux de cinabre sur une paroi de fissure ouverte.
3. - Cinabre cimentant des fissures macroscopiques et dessinant un stock work.
Echantillon provenant du niveau S. Nicolas (quatorzième niveau).
4. - Traces d'anciennes fissures microscopiques cicatrisées, matérialisées par des inclusions de cinabre, plus rarement de mercure liquide et peut-être d'hydrocarbures. Echantillon provenant du niveau S. Pedro (dix-septième niveau).
5. - Inclusions de cinabre dans les grains de quartz. Même échantillon.
6. - Cinabre et séricite entre cœur et auréole d'accroissement des grains de quartz.
Echantillon provenant de la partie riche du niveau S. Pedro (dix-septième niveau).

(✱) La barre représente : 1 mm sur la photo 1 ; 1 cm sur les photos 2 et 3 ; 25 μ sur les photos 4, 5 et 6.



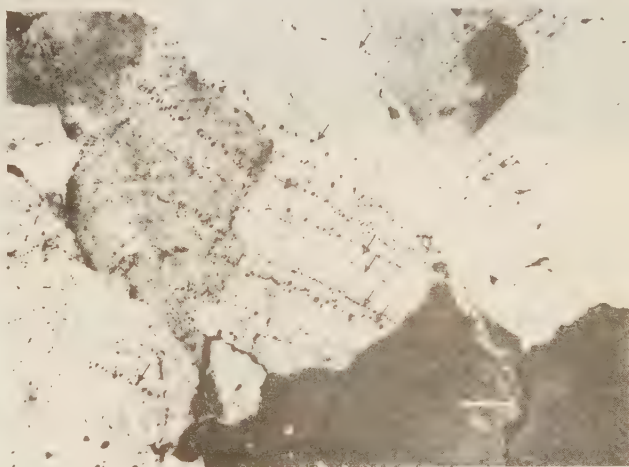
1



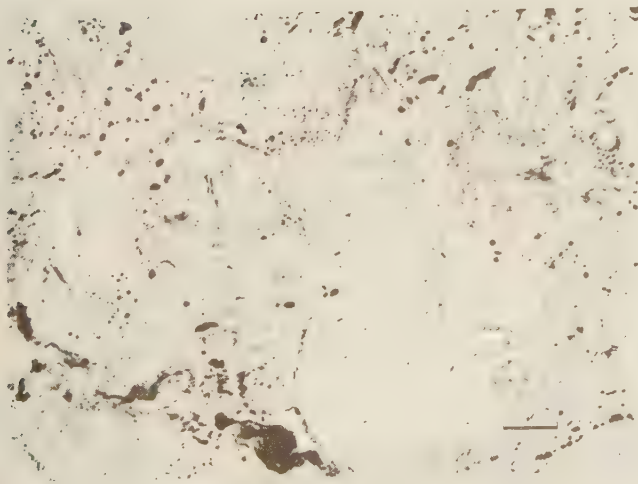
2



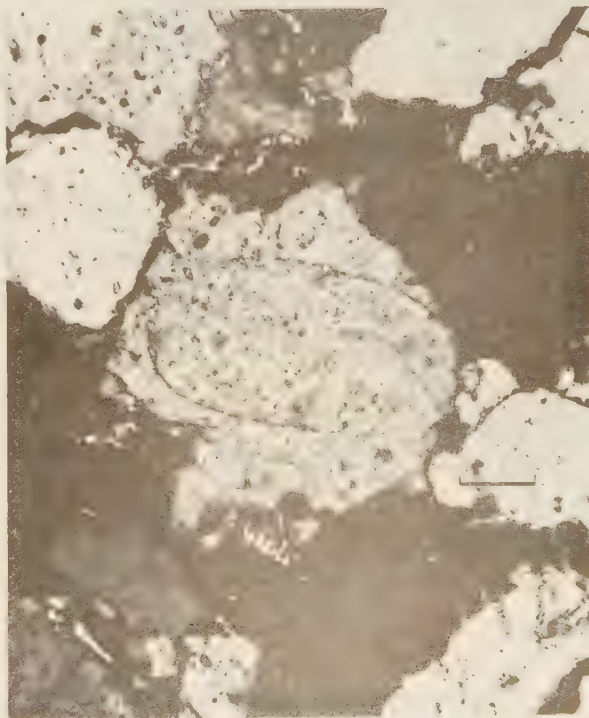
3



4



5



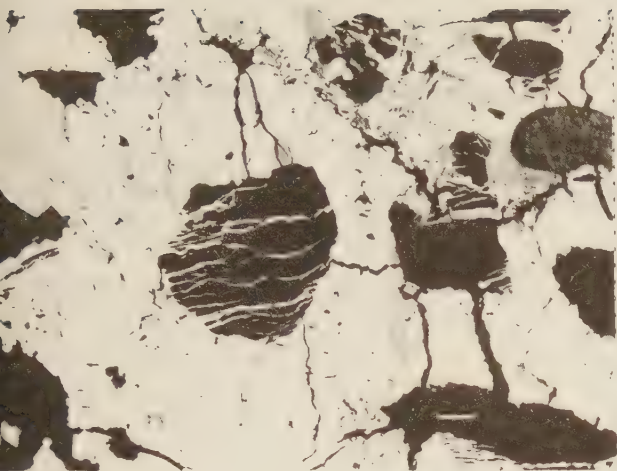
6

Planche VIII

Divers aspects de la pyrite (✱)

1. - Attaque orientée de certains grains de quartz par la pyrite. Noter la structure interne de la pyrite, révélée par oxydation épitaxique.
2. - Gradins de croissance observés, par transparence à travers du quartz, sur une face de pyrite $\{100\}$.
3. - Figure de glissement. Du bas vers le haut, on note le quartzite stérile (1), le banc de pyrite (2) et le grès noir couronnant le banc de quartzite inférieur.
4. - Pyrite à inclusions de pyrrhotite et de cinabre. Ces inclusions soulignent le coeur du cristal formé d'un ancien "Rogenpyrit", perceptible grâce à une densité plus importante des imperfections cristallines.
5. - Limite supérieure du banc S. Pedro. Noter les limites nettes entre quartzite richement minéralisé (Qm), pyrite (Py), quartzite stérile (Qs) et grès noir (G).

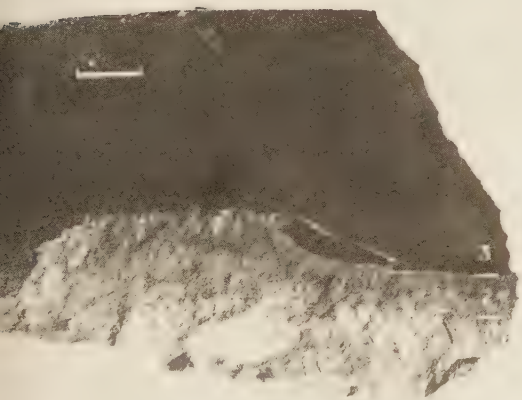
(✱) La barre représente : 20 μ pour les figures 1, 2 et 4 ; 2 cm pour les figures 3 et 5.



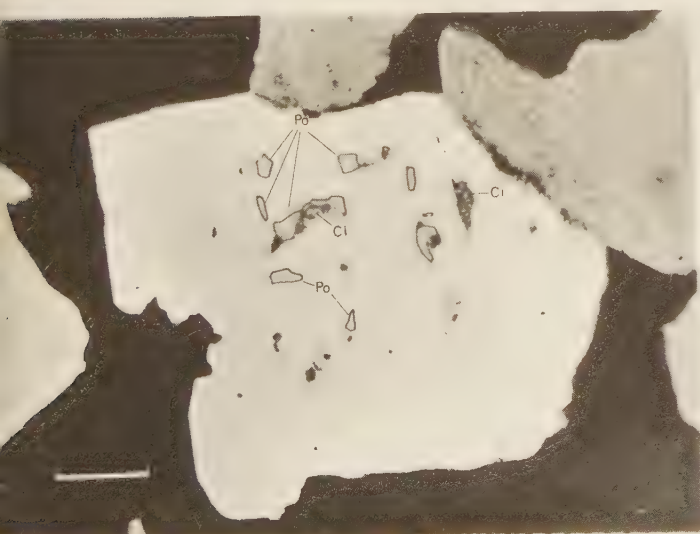
1



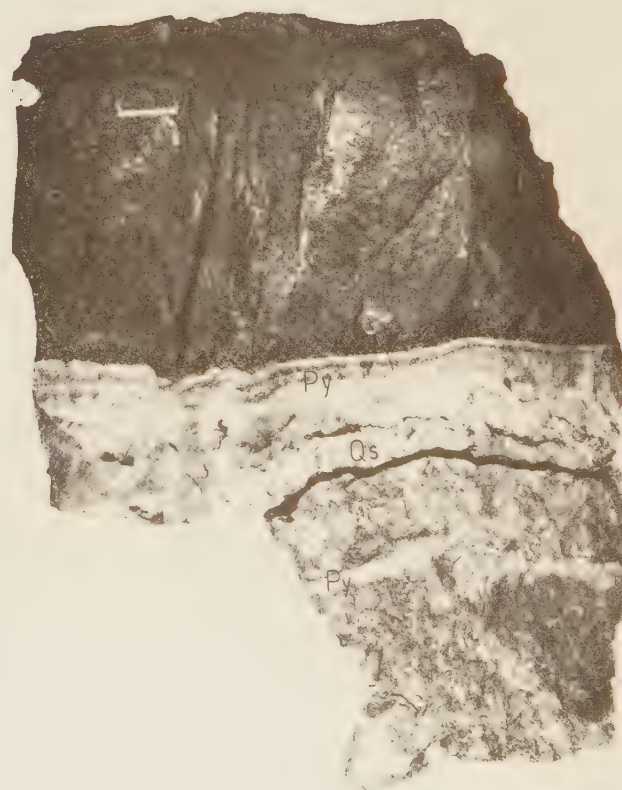
2



3



4



5

NOM DE L'ÉTUDIANT : SAUPÉ Francis

NATURE DE LA THÈSE : Doctorat ès-Sciences Naturelles

Vu, Approuvé
et Permis d'imprimer

NANCY, le 12 Avril 1973

Le Président du Conseil de l'Université de NANCY I

J. R. HELLUY

ERRATUM

Page 8 - Ligne 15	Lire : <u>Professeurs</u>
8 - 31	Lire : <u>Chapitre III de la première partie</u>
18 - 1	Lire : <u>Chapitre I de la première partie</u>
19 - Légende de la figure 3	Lire : <u>estrato cristalino</u>
	Lire : <u>Piedrabuena (Pi),</u>
24 - Ligne 24	Lire : <u>(Puschmann, 1970 a)</u>
25 - Ligne 18/19	Lire : <u>H. Puschmann,(1970 b)</u>
41 - Ligne 17	Lire : <u>donnent à la lame mince un aspect</u>
41 - Ligne 18	Lire : <u>une texture en mosaïque</u>
45 - Tableau 3	
Ligne 4	Ajouter : <u>Cet horizon n'est pas continu, et peut être remplacé localement par de la dolomie.</u>
48 - Ligne 18	Lire : <u>le minéral lourd le plus abondant.</u> (à la place de : la plus abondante).
50 - Ligne 1	Lire : <u>La dolomie</u> du Chorillo
52 - Ligne 18	idem
52 - Ligne 22	idem
52 - dern. Ligne	Lire : <u>anaérobies</u>
66 - Ligne 8	Lire : <u>de ce chapitre.</u>
66 - Ligne 15	Lire : (voir Pl. <u>I</u> , fig. 4).
75 - Ligne 15	Lire : <u>alios</u>
75 - Ligne 16	idem
91 - dern. Ligne	Lire : <u>Enramada</u>
92 - Ligne 2	Lire : (Voir Pl. <u>III</u> , fig. 3)
93 - Ligne 18	Lire : <u>empêche</u>
93 - Ligne 20	Lire : du P.K. <u>3, 6 de la route Almadén-Cordoue,</u>
102 - Ligne 3/4	Lire : (< 5 % An)
103 - Ligne 20	Lire : <u>olivines des basaltes.</u>
104 - Ligne 36	Lire : <u>constituant les fragments</u>
105 - Ligne 25	Lire : <u>I. Quintero</u>
121 - Ligne 6	Lire : <u>épidote et les teneurs "normales" en Ca.</u>
131 - Ligne 10	Lire : <u>Ces auteurs</u>
133 - Ligne 3	Lire : L'existence <u>des roches pyroclastiques et des basaltes vacuolaires</u> montre
140 - Ligne 8	Lire : <u>Cervunal</u> (à la place de Cervana)
146 - Ligne 21	Lire : <u>anciennes parmi</u> celles
148 - Ligne 3	Lire : <u>d'ampleur</u>

SCIENCES DE LA TERRE

ANNALES DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE DE GÉOLOGIE APPLIQUÉE ET DE PROSPECTION MINIÈRE
DU CENTRE DE RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES (C.N.R.S.)
ET DES LABORATOIRES DES SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITÉ - NANCY (FRANCE)

Editées par la

FONDATION SCIENTIFIQUE DE LA GÉOLOGIE ET DE SES APPLICATIONS

94, Avenue de Lattre de Tassigny - 54000 NANCY (France)

SÉRIE " MÉMOIRES "

Depuis 1962, la Fondation Scientifique de la Géologie et de ses Applications édite, à côté de la *Revue périodique* Sciences de la Terre, une série « *Mémoires* » dont chaque numéro est consacré à un seul sujet. Un numéro hors-série a paru en 1955, avant la création définitive de cette série.

La publication de ces Mémoires n'est soumise à aucune périodicité. La vente se fait au numéro, sur commande particulière, ou de façon régulière et automatique, sur ordre d'achat permanent résiliable à tout moment.

- | | | |
|---|----|---|
| Numéro Hors-Série (1955). — Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basiques | 30 | F |
| Compte rendu du 68 ^e Colloque International du C. N. R. S. (Nancy, 4-11 septembre 1955), formant 1 volume in-4° de 312 pages, illustré de 63 figures et de 12 planches hors-texte. | | |
| N° 1 (octobre 1962) : JURAIN (G.). — Contribution à la connaissance géochimique des familles de l'Uranium-Radium et du Thorium dans les Vosges méridionales. Application de certains résultats en prospection des gisements d'Uranium | 30 | F |
| 1 volume in-4° de 350 pages, avec 88 figures, 85 tableaux, 21 planches et une carte hors-texte. | | |
| N° 2 (décembre 1962) : SALEEB-ROUFAIEL (G. S.). — Contribution à l'étude du gisement ferrifère de Diélette (Manche) | 20 | F |
| 1 volume in-4° de 184 pages, avec 45 figures, 14 tableaux et 10 planches. | | |
| N° 3 (novembre 1963) : DURAND (G.). — Etude des âges des minéralisations uranifères du gisement du Limouzat — Massif des Bois-Noirs | 15 | F |
| 1 volume in-4° de 84 pages, avec 18 figures et 4 graphiques. | | |
| N° 4 (novembre 1963) : FABRIÈS (J.). — Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la Province de Séville (Espagne) — Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques | 30 | F |
| 1 volume in-4° de 270 pages, avec 72 figures, 50 tableaux, 5 planches et 1 carte hors-texte. | | |
| N° 5 (mai 1964) : PHAM-VAN-NGOC. — Technique nouvelle de prospection gravimétrique par mesure directe des dérivées secondes verticales de l'intensité de la pesanteur .. | 25 | F |
| 1 volume in-4° de 192 pages, avec 92 figures et 21 tableaux. | | |
| N° 6 (mars 1965) : ABERDAM (D.). — Utilisation de la microscopie électronique pour l'étude des feldspaths — Observations sur des micropertithes | 25 | F |
| 1 volume in-4° de 76 pages, avec 37 figures, tableaux et 20 planches hors-texte. | | |
| N° 7 (octobre 1965) : HOUOT (R.). — Contribution à l'étude de la flottation de la wolframite | 20 | F |
| 1 volume in-4° de 96 pages, avec 43 figures et 17 tableaux. | | |

N° 8 (mars 1967) : BEAUDOUIN (P.). — La flottation des silicates. Contribution à l'étude de la flottation du béryl	15	F
1 volume in-4° de 62 pages, avec 39 figures et 10 tableaux.		
N° 9 (avril 1967) : SAMAMA (J.-C.). — Exemples d'utilisation de méthodes géophysiques et géochimiques en vue de la détection des gisements stratiformes enfouis (Bordure sous-cévenole ardéchoise)	20	F
1 volume in-4° de 88 pages, avec 29 figures et 7 tableaux.		
N° 10 (décembre 1967) : REMY (J.-M.). — Etude géologique et volcanologique du Sud-Est de l'Amador en Ahaggar (Sahara Central)	55	F
1 volume in-4° de 192 pages, avec 66 figures, 6 tableaux et 16 planches hors-texte.		
N° 11 (avril 1968) : LEUTWEIN (F.). — Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie nord-est du Massif Armoricain	30	F
1 volume in-4° de 84 pages, avec 8 figures, 6 tableaux et 1 carte hors-texte.		
N° 12 (mai 1968) : BERNARD (A.) et SAMAMA (J.-C.). — Première contribution à l'étude sédimentologique et géochimique du Trias ardéchois	30	F
1 volume in-4° de 106 pages, avec 37 figures, 11 tableaux et 5 planches.		
N° 13 (juin 1968) : CASES (J.M.). — Les phénomènes physico-chimiques à l'interface. Application au procédé de la flottation	30	F
1 volume in-4° de 120 pages, avec 50 figures et 19 tableaux.		
N° 14 (mai 1969) : LELONG (F.). — Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française)	40	F
1 volume in-4° de 188 pages, avec 24 figures, 28 tableaux et 4 planches hors-texte.		
N° 15 (juin 1969) : — La géologie de l'uranium dans le Massif granitique de Saint-Sylvestre (Limousin - Massif Central français)	31	F
1 volume in-4° de 214 pages, avec 65 planches et figures, 16 tableaux et 2 cartes hors-texte.		
N° 16 (septembre 1969) : MARÉCHAL (B.). — Contribution à l'étude de la fragmentation quasi-autogène en voie sèche	35	F
1 volume in-4° de 158 pages, avec 103 figures et 35 tableaux.		
N° 17 (décembre 1969) : POTY (B.). — La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc	40	F
1 volume in-4° de 162 pages, avec 39 figures, 28 tableaux et 10 planches hors-texte.		
N° 18 (décembre 1970) : LEYMARIE (P.). — Contribution aux méthodes d'acquisition, de représentation et de traitement de l'information en géologie	50	F
1 volume in-4° de 170 pages, avec 45 figures et 10 tableaux.		
N° 19 (janvier 1971) : RANCHIN (G.). — La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin	46	F
1 volume in-4° de 394 pages, avec 39 figures, 60 tableaux, 14 planches et 1 carte h.-t.		
N° 20 (octobre 1971) : ROBLLOT (M.-M.). — Etudes roches silico-carbonées du Précambrien Armoricain	80	F
1 volume in-4° de 322 pages, avec 62 figures, 23 tableaux et 14 planches.		
N° 21 (décembre 1971) : LAUGIER (R.). — Le Lias inférieur et moyen du Nord-Est de la France	80	F
1 volume in-4° de 300 pages, avec 85 + 113 figures, 12 tableaux et 9 planches dont 3 h.-t.		
N° 22 (mars 1972) : ZIMMERMANN (J.-L.). — L'eau et les gaz dans les principales familles de silicates. Contribution à l'étude de leur mode de répartition. Applications aux problèmes de la géochronologie et de la pétrogenèse	50	F
1 volume in 4° de 188 pages, avec 64 figures et 58 tableaux.		
N° 23 (mai 1972) : LETERRIER (J.). — Etude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège)	40	F
1 volume in-4° de VII + 292 + XXI pages, avec 78 figures, 54 tableaux, 20 planches et 1 carte géologique hors-texte.		
N° 24 (décembre 1972) : CHAMPETIER (Y.). — Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la Province de Valence et le Nord de la Province d'Alicante (Espagne)	50	F
1 volume in-4° de 170 pages, avec 55 figures, 1 tableau et 3 planches hors-texte.		
N° 25 (juin 1973) : LE FORT (P.). — Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale	60	F
1 volume in-4° de 373 pages, avec 153 figures, 23 tableaux, 46 planches photographiques et 2 planches hors-texte.		



P. S. ANDRES

-18 m

MIGUEL

"Mina del Castillo"

Remblai
Eboulement

Puits

0 10 20 30 40 50 m

Mine d'A

ESPA

Plan Géologique

Echelle :

F. SAUP

